



HAL
open science

Contribution à l'étude de la Mer de Glace - Alpes françaises

Michel Vallon

► **To cite this version:**

Michel Vallon. Contribution à l'étude de la Mer de Glace - Alpes françaises. Géophysique [physics.geo-ph]. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1967. Français. NNT: . tel-00693943

HAL Id: tel-00693943

<https://theses.hal.science/tel-00693943>

Submitted on 3 May 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat d'Etat
N° d'ordre

Michel VALLON

CONTRIBUTION A L'ETUDE
DE LA MER DE GLACE



THESE DE DOCTORAT
soutenue le 19 Mai 1967 à la
FACULTE DES SCIENCES DE GRENOBLE
devant

Messieurs_ R.MICHEL, Professeur de Géologie _ *Président.*

L.LLIBOUTRY, Professeur de Géophysique.

P. DUCROS, Professeur de Cristallographie.

J. SARROT-REYNAULD, Maître de Conférence de Géologie

Ch.P. PEGUY, Directeur Scientifique au C.N.R.S. _ *Invité*

Editeur_ C.N.R.S. Laboratoire de Glaciologie Alpine_ Directeur _L. LLIBOUTRY

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

DOYEN HONORAIRE

M. MORET L.

DOYEN

M. BONNIER E.

PROFESSEURS TITULAIRES

M. M. NEEL L.	Magnétisme	M. M. BOUCHEZ R.	Physique Nucléaire
HEILMANN R.	Chimie organique	LLIBOUTRY L.	Géophysique
KRAVTCHENKO J.	Mécanique rationnelle	MICHEL R.	Géologie et Minéralogie
CHABAUTY C.	Mathématiques pures	DESSAUX G.	Physiologie Animale
BENOIT J.	Radioélectricité	PILLET E.	Electrotechnique
CHENE M.	Chimie papetière	DEBELMAS J.	Géologie
BESSON J.	Electrochimie	GERBER R.	Mathématiques pures
WEIL L.	Thermodynamique	PAUTHENET R.	Electrotechnique
FELICI N.	Electrostatique	VAUQUOIS B.	Calcul électronique
KUNTZMANN J.	Mathématiques Appliquées	SILBER R.	Mécanique des fluides
BARBIER R.	Géologie Appliquée	BARBIER J. C.	Physique expérimentale
SANTON L.	Mécanique des fluides	BUYLE-BODIN M.	Electronique
OZENDA P.	Botanique	KOSZUL J. L.	Mathématiques
FALLOT M.	Physique industrielle	DREYFUS B.	Thermodynamique
GALVANI O.	Mathématiques	VAILLANT F.	Zoologie
MOUSSA A.	Chimie nucléaire	KLEIN J.	Mathématiques pures
TRAYNARD P.	Chimie	SENGEL P.	Zoologie
SOUTIF M.	Physique	ARNAUD P.	Chimie M. P. C.
CRAYA A.	Hydrodynamique	BARJON R.	Physique nucléaire
REULOS R.	Théorie des champs	BARNOUD F.	Biosynthèse de la cellulose
AYANT Y.	Physique Approfondie	BRISSONNEAU P.	Physique
GALLISSOT F.	Mathématiques pures	GAGNAIRE D.	Chimie, Physique
Mlle. LUTZ E.	Mathématiques	Mme KOFLER L.	Botanique
BLAMBERT M.	Mathématiques		

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. DEPASSEL R.	Mécanique	MM. ROBERT A.	Chimie papetière
PERRET R.	Servomécanismes	COUMES A.	Electronique
Mme BARBIER M. J.	Electrochimie	PEBAY-PEROULA J. C.	Physique
COHEN J.	Physique	DEGRANGE C.	Zoologie
GIDON P.	Géologie et Minéralogie	RASSAT A.	Chimie
Mme SOUTIF J.	Physique	PERRIAUX J.	Géologie
GIRAUD P.	Géologie	BARA J.	Mathématiques Appliquées
GASTINEL N.	Mathématiques Appliquées	BIAREZ J.	Mécanique des fluides
LACAZE A.	Thermodynamique	DEPOMMIER P.	Physique nucléaire
GLENAT R.	Chimie organique	CAUQUIS G.	Chimie
DUCROS P.	Minéralogie	BONNET G.	Physique
ANGLES D'AURIAC P.	Mécanique des Fluides	BONNETAIN L.	Chimie minérale

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. NAPP-ZINN K.	Botanique	MM. PROHOROV Y.	Mathématiques pures
AMAR H.	Physique du solide	CRABBE P.	Chimie, Physique

MAITRES DE CONFERENCES

MM. DODU J.	Mécanique des Fluides	BERTRANDIAS J. P.	Mathématiques Appliquées
DOLIQUE J. M.	Electronique	BRIERE G.	Physique
HACQUES G.	Mathématiques appliquées	LAJZEROWICZ J.	Physique
LANCIA R.	Physique automatique	VALENTIN J.	Physique
POLOUJADOFF M.	Electrotechnique	DESRE P.	Métallurgie
KAHANE A.	Physique	SARROT-REYNAULD J.	Géologie
Mme BONNIER J.	Chimie	BERTRAUDIAS F.	Mathématiques
KAHANE J.	Physique	SOHM J. C.	Chimie minérale
DEPORTES C.	Chimie minérale	MIVAT M.	Mathématiques Appliquées
Mme BOUCHE L.	Mathématiques	LONGQUEUE J. P.	Physique
PAYAN J. J.	Mathématiques	ZADWORNY F.	Radioélectricité
CAUBET J. P.	Mathématiques	CARLIER G.	Institut de Botanique
LAURENT P.	Mathématiques appliquées		

A la mémoire de mes amis disparus

Pierre d'ANDRIESENS

Roland VIVET

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur Lliboutry, Directeur du Laboratoire de Glaciologie Alpine. Son enseignement et ses conseils m'ont constamment guidé au cours de cette étude.

Je remercie MM. les Professeurs Péguy, Michel Ducros, Sarrot-Reynauld qui ont accepté d'examiner cette thèse.

Mes remerciements vont également à toute l'équipe du Laboratoire de Glaciologie Alpine du C. N. R. S. où ce travail fut réalisé.

Ministère de l'Éducation Nationale

Centre National de la Recherche Scientifique

Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble

Rapport Scientifique n° 102 du Laboratoire de

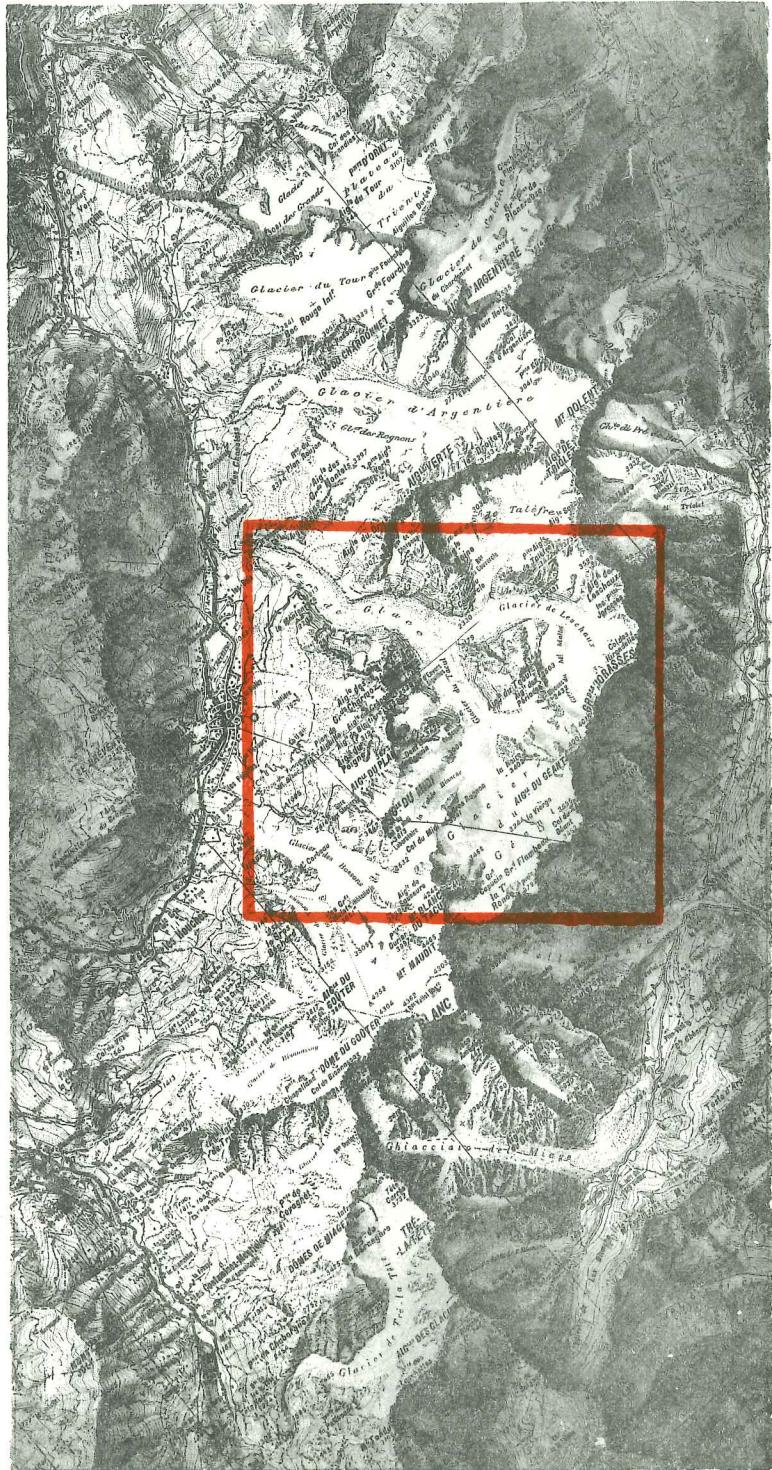
GEOPHYSIQUE et
GLACIOLOGIE de
GRENOBLE

Étude de la Mer de Glace (I.S.)

4. LE GLACIER DU TACUL

par Michel VALLON

*Édité par le Laboratoire de Glaciologie Alpine du C.N.R.S
2 Rue Très Cloîtres 38 Grenoble. France*



Contribution à l'étude de la Mer de Glace

1ère partie : Le Glacier du Tacul

Sommaire

	page
1 - Détermination du lit par prospection sismique	1
1.1 - Campagne sismique	1
1.1.1 - Topographie	3
1.1.2 - Géophones	3
1.1.3 - Tirs	3
1.1.4 - Enregistrements	3
1.1.5 - Organisation matérielle	4
1.2 - Vitesse des ondes sismiques dans la glace	4
1.3 - Dépouillement des enregistrements	9
1.3.1 - Principe	9
1.3.2 - Méthodes	9
1.3.3 - Méthode utilisée	9
1.3.4 - Remarques	10
1.3.4.1 - Erreurs possibles	10
1.3.4.2 - Variation de la taille des carrés d'hypocentres.	13
1.3.4.3 - Précision des résultats	15
1.4 - Résultats	15
2 - Travaux topographiques	19
2.1 - Vitesses en surface	19
2.1.1 - Séracs du Géant	19
2.1.2 - Glacier du Tacul	21
2.2 - Variations de niveau	33
2.2.1 - Séracs du Géant	33
2.2.2 - Glacier du Tacul	33
2.2.3 - Conclusion	34
2.3 - Ablation aux balises	34
2.3.1 - Résultats	34
2.3.2 - Remarque	37
3 - Dynamique du glacier	39
3.1 - Théories	39
3.1.1 - Hypothèses	39
3.1.2 - Problème plan	40
3.1.3 - Vitesses parallèles	40
3.2 - Application à la région étudiée	41
3.2.1 - Séracs du Géant	41

	page
3.2.1.1 - Epaisseur au sommet	41
3.2.1.2 - Frottement sur le lit	42
3.2.1.3 - Viscosité de la glace	43
3.2.1.4 - Conclusion	43
3.2.2 - Glacier du Tacul	43
3.2.2.1 - Rupture de pente à l'aval de la Salle à Manger	43
3.2.2.2 - Glacier du Tacul	44
3.2.2.3 - Conclusion	44
3.3 - Ondes cinématiques	44
4 - Les bandes de Forbes	46
4.1 - Description	46
4.1.1 - Les vagues	46
4.1.2 - Les chevrons	41
4.2 - Interprétations proposées	47
4.2.1 - Des vagues	47
4.2.2 - Des chevrons	48
4.3 - Les vagues du glacier du Tacul	49
4.3.1 - Origine	49
4.3.2 - Disparition	54
4.4 - Origine des chevrons	55
Références	61

1- Détermination du lit par prospection sismique

L'allure du lit de la Mer de Glace est déjà connue vers l'aval (entre Trélaporte et le Montenvers). Electricité de France a effectué dans cette région une série de forages mécaniques et thermiques (Ract-Madoux et Reynaud 1950) et Süssstrunk (1951) y fit en 1949 une campagne de sismique réflexion. Les profondeurs déterminées directement et indirectement montrent un bon accord : le profil transversal du lit est en V et il existe une gorge sous-glaciaire extrêmement nette.

Il était intéressant de voir si cette morphologie assez peu "glaciaire" se poursuivait plus haut. Mais plutôt que de continuer la carte établie par Süssstrunk immédiatement à l'amont, dans une région assez complexe (confluence du Glacier de Leschaux, existence d'un ressaut et d'un coude de la vallée *), on a jugé préférable d'étudier d'abord le Glacier du Tacul : une série de balises venait d'y être implantées et l'étude de la dynamique du glacier ne pouvait guère être faite si l'on ignorait l'épaisseur de la glace. L'allure calme de la surface permettait en outre d'espérer avoir affaire à un lit régulier, peut-être d'une forme simple se prêtant bien aux calculs de dynamique du glacier.

En septembre 1960 le Laboratoire de l'Aiguille du Midi (actuellement Laboratoire de Glaciologie Alpine du C. N. R. S.) effectua, avec l'aide technique de la Compagnie Générale de Géophysique (pour les tirs et leur enregistrement) une campagne sismique dans la région comprise entre le chaos de séracs du Géant et le confluent avec le Glacier de Leschaux.

1. 1- Campagne sismique

Pour déterminer l'allure du lit du Glacier du Tacul sur environ 2 km², 4 bases de 12 géophones furent utilisées pour l'enregistrement des vibrations artificiellement engendrées en différents points de la surface (7 à 10 par base).

* La détermination de la topographie du lit dans cette région a été effectuée en 1965 et 1966 par le Laboratoire de Glaciologie Alpine du C. N. R. S. (Gluck 1967).

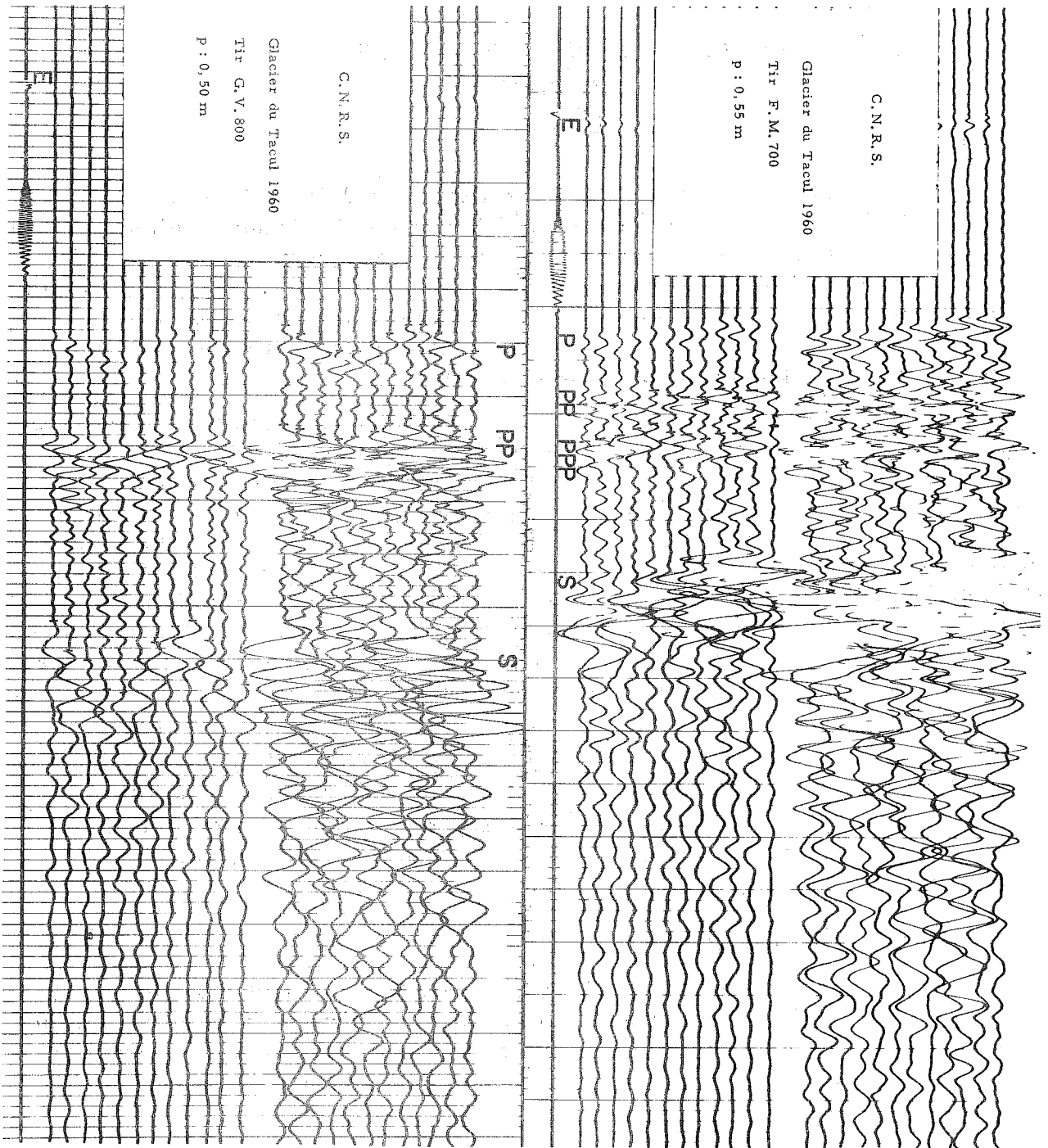


Fig. 1 Enregistrement d'explosion
(p = profondeur de la charge)

1. 1. 1 - Topographie

Ayant déterminé par relèvement avec un théodolite Kern DKM 1 (qui permet de mesurer les angles à $\pm 0,001$ grade) les coordonnées et l'altitude des points d'intersection des lignes de tir, les emplacements des géophones et des points de tir furent placés par tachéométrie (DKM 1 et mire métallique de 4 m). On a ainsi déterminé la position de plus de 80 points de la surface du glacier. Les géophones sont placés aux sommets de carrés de $30 \pm 0,5$ m de côté, leurs altitudes relatives étant connues à environ $\pm 0,2$ m. Les points de tir sont par contre placés avec moins de précision, mais toutes les distances utilisées pour le dépouillement des enregistrements sont connues à mieux que 2 m près. Cette précision est suffisante, les temps de propagation étant lus, dans les cas les plus favorables, à $\pm 0,5 \cdot 10^{-3}$ seconde, ce qui représente pour l'onde de compression dans la glace un trajet de $\pm 1,8$ m ($V \approx 3,600$ m/s).

1. 1. 2 - Géophones

Afin d'obtenir un bon contact entre le géophone (Electro-Technical Laboratory, type EVSL, caractéristiques : 450-500 ohms, 30 Hz, 0,450 kg) et la glace, il faut d'abord enlever quelques centimètres de glace très météorisée. On fait alors, dans la glace saine, avec la pointe d'un piolet, un trou bien vertical destiné à recevoir la pointe du géophone. Même par mauvais temps, dès que la température est positive, le géophone se réchauffe suffisamment pour fondre la glace. Il s'incline alors assez rapidement et il est souvent nécessaire de vérifier l'implantation des géophones avant chaque série de tirs.

1. 1. 3 - Tirs

On a effectué environ 70 tirs, de nombreux points de tir ayant été utilisés 2 ou 3 fois afin de pouvoir disposer d'un grand nombre d'enregistrements de très bonne qualité (cf. enregistrements reproduits fig. 1) Pour chaque tir il a suffi de 50 à 200 g de dynamite (gomme B. A. M., explosif antigél résistant très bien à l'humidité et possédant une grande vitesse de détonation (4.500 à 6.000 m/s) amorcée par des détonateurs électriques ordinaires, sans retard (retard inférieur à 10^{-3} s). Toutes les charges ont explosé à proximité de la surface, dans des trous de 20 à 50 cm creusés à la tarière ou même simplement au piolet et remplis d'eau. Les quelques essais de "tir en l'air" (charge placée au sommet d'un piquet de 1,5 m) n'ont pas donné de bons résultats.

1. 1. 4 - Enregistrements

Les enregistrements en "dual record" (le signal provenant de chaque géophone est enregistré 2 fois avec filtrages et "gains" différents) ont été obtenus avec un laboratoire à 25 canaux (12 x 2 pour les géophones,

une trace pour la ligne de tir) de Southwestern Industrial Electronics, type SIE P 11. Tous les films furent immédiatement développés avant que l'on procède au tir suivant.

1.1.5 - Organisation matérielle de la campagne

Le matériel utilisé (environ 700 kg) fut amené, par hélicoptère, depuis le plateau supérieur de la Vallée Blanche (dont on venait de déterminer l'épaisseur par "réfraction" (C. G. G. 1960), (Lliboutry, 1962 a) jusqu'à la Salle-à-Manger (base D, cf. fig. 8). La possibilité d'utiliser le refuge du Requin comme camp de base pour les 12 participants de la mission (3 membres de C. G. G., 4 du Laboratoire de l'Aiguille du Midi, 5 étudiants stagiaires) permit, bien que le temps fut exécrable pendant toute la durée de la campagne de conserver une équipe en très bonne condition. Toutes les opérations initialement prévues purent être faites en une semaine (du 1er au 7 septembre) (topographie et tirs).

1.2 - Vitesse des ondes sismiques dans la glace du glacier

Etudiant la vitesse des ondes sismiques sur certains glaciers de l'Altaï central, G. S. Kravtsov (1960) signale un phénomène qu'il trouve curieux : les ondes sismiques se propageraient, dans la glace de glacier, plus rapidement de l'amont vers l'aval que de l'aval vers l'amont. Pour les ondes de compression se dirigeant vers l'amont les vitesses seraient comprises entre 3 000 et 3 500 m/s ; pour celles qui se dirigent vers l'aval elles seraient de 3 300 à 4 100 m/s. Les résultats sont assez dispersés car il semble que Kravtsov se soit contenté pour calculer les vitesses d'appliquer chaque fois la formule $V = \Delta/t$ (Δ = distance suivant la surface du glacier, entre le point de tir et le géophone ; t = temps d'écoulement entre l'instant de mise à feu et l'arrivée du premier mouvement au géophone).

Sur le Glacier du Tacul les dromochroniques $t = f(\Delta)$ permettent de constater que :

a) les dromochroniques ne passent pas par l'origine. Le retard est extrêmement important dans la région de la Salle-à-Manger, il correspond à un guidage des ondes sous une zone crevassée superficielle d'une trentaine de mètres. Malheureusement l'épaisseur de cette couche est beaucoup trop variable pour que nous puissions calculer la vitesse des ondes sous la couche perturbée (la dispersion est si grande que l'on peut seulement dire que la vitesse des ondes P est comprise entre 3 500 et 4 000 m/s.

b) les vitesses sont, pour les ondes qui se propagent vers l'aval en faisant un angle de l'ordre de 45° avec l'axe du glacier, :

$$V_P^+ = 3\,730 \pm 10 \text{ m/s}$$

$$V_S^+ = 1\,660 \pm 20 \text{ m/s}$$

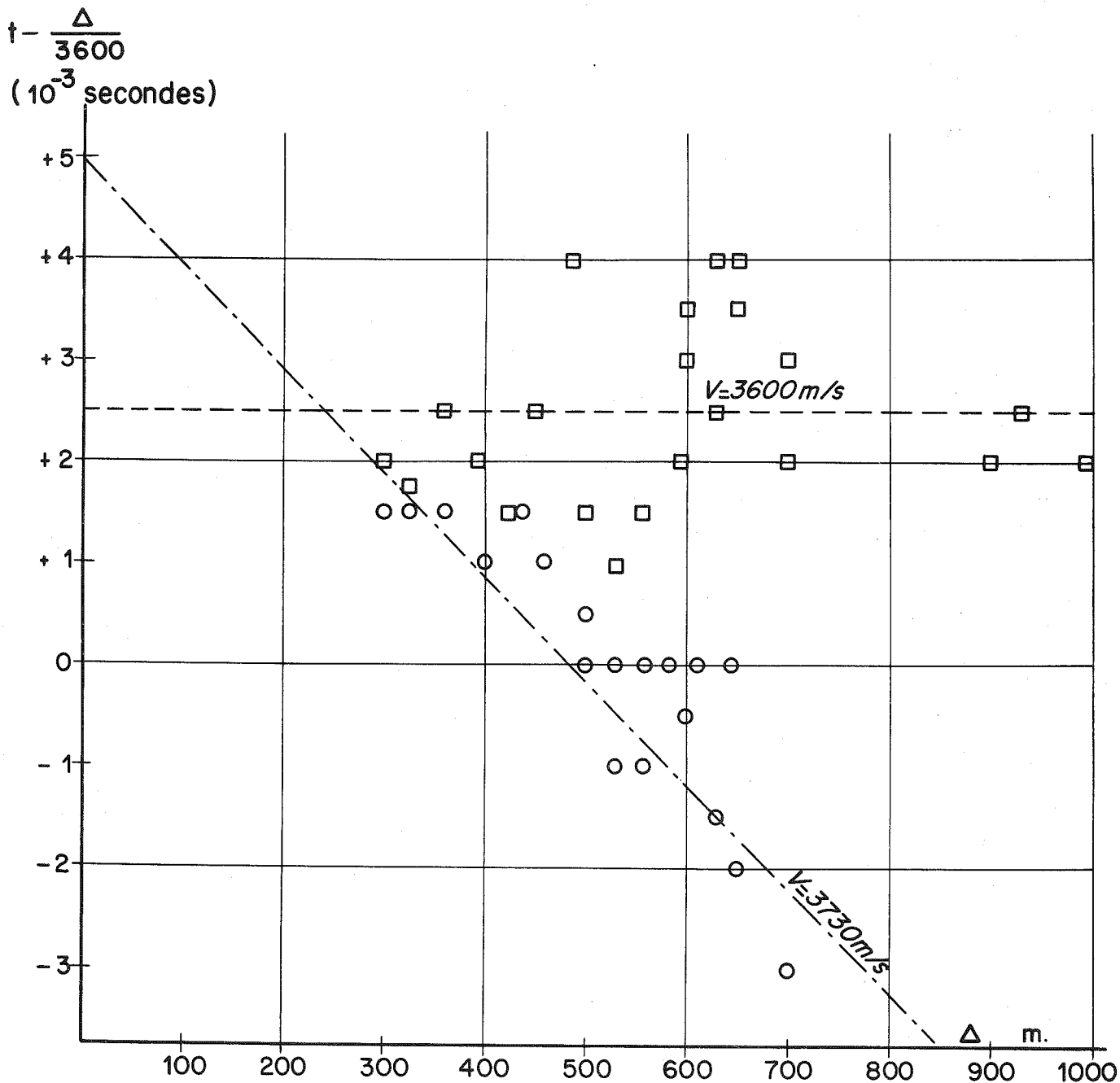


Fig. 2. Dromochroniques des ondes de compression (ondes P)
Temps réduits en fonction de la distance Δ . Cercles = géophones à l'aval du point de tir ; carrés = géophones à l'amont du point de tir.

Pour les ondes qui se dirigent vers l'amont en faisant le même angle avec la direction d'écoulement de la glace on a :

$$V_p^- = 3\,600 \pm 10 \text{ m/s} \quad V_s^- = 1\,610 \pm 20 \text{ m/s}$$

c) le retard des ondes qui se dirigent vers l'amont est de $(2,5 \pm 1) \cdot 10^{-3} \text{ s}$ et il est de $(5 \pm 1) \cdot 10^{-3} \text{ s}$ pour les ondes qui se dirigent vers l'aval (fig. 2.).

Il ne serait nécessaire, comme le fait Kravtsov, d'invoquer un phénomène d'hystérésis élastique de la glace pour expliquer ce phénomène que dans la mesure où l'on aurait trouvé des temps de propagation différents en intervertissant points de tir et géophones. Une telle expérience n'a pas encore été faite et dans ces conditions il y a une explication beaucoup plus simple à ce phénomène. Les utilisateurs de la "sismique réfraction" savent que, lorsque la surface du milieu où se propage l'onde conique n'est pas parallèle à la surface du sol, les ondes réfractées ont une vitesse apparente différente suivant que la surface de séparation des deux milieux descend ou monte vers le séismographe.

En appelant i l'angle limite de réfraction, α l'angle que fait la surface de séparation de deux milieux avec la surface du sol, et V_1 la vitesse de propagation dans le premier milieu, on a, dans le cas où la couche inférieure monte vers le séismographe :

$$V_2^- = \frac{V_1}{\sin(i + \alpha)} \quad (\text{Rothé 1950})$$

Dans le cas contraire la vitesse apparente est :

$$V_2^+ = \frac{V_1}{\sin(i - \alpha)}$$

Malheureusement l'étude de la propagation des ondes élastiques dans la glace n'était pas prévue au cours de cette campagne et nous ne disposons pas d'enregistrements des explosions à courte distance nous permettant de connaître V_1 .

Nous pourrions admettre que $V_1 = V_2^-$ en attribuant le retard de l'onde se dirigeant vers l'amont au fait que l'explosion s'est produite $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}$ après la mise à feu. Dans ce cas nous aurions :

$$V_2^- = 3\,600 = \frac{3\,600}{\sin(i + \alpha)} \quad \sin(i + \alpha) = 1$$

$$V_2^+ = 3\,730 = \frac{3\,600}{\sin(i - \alpha)} \quad \sin(i - \alpha) = 0,966$$

soit $V_2 = 3\ 620\ \text{m/s}$ $i = 82^\circ\ 1/2$ et $\alpha = 6^\circ\ 30'$

Cette solution n'est guère satisfaisante car elle conduirait à une épaisseur de la zone altérée superficielle beaucoup trop importante dans la partie aval du glacier. Or au niveau du Montenvers la couche superficielle altérée mise en évidence par un sondage électrique (Chaillou et Vallon, 1964) n'a que quelques mètres d'épaisseur. Nous pouvons nous faire une autre idée de V_2 en reprenant les résultats de Susstrunk (1951) car, bien que travaillant dans une région différente, il trouve, pour les grandes distances, une vitesse apparente de $3\ 600\ \text{m/s}$: sur le Glacier du Tacul la vitesse apparente $V_a = \Delta/t$ est également de l'ordre de $3\ 600\ \text{m/s}$ pour les tirs à $700\ \text{m}$. On peut donc penser que la structure de la zone corticale est la même sur tout le glacier, ou du moins que son degré d'altération est le même et que les constantes élastiques de la glace superficielle sont les mêmes partout. Dans ce cas $V_1 = 3\ 000\ \text{m/s}$ (pour Δ de l'ordre de $200\ \text{m}$).

$$V_2^- = 3\ 600 = \frac{3\ 000}{\sin(i + \alpha)} \quad \sin(i + \alpha) = 0,833$$

$$V_2^+ = 3\ 730 = \frac{3\ 000}{\sin(i - \alpha)} \quad \sin(i - \alpha) = 0,804$$

soit $V_2 = 3\ 660\ \text{m/s}$, $i = 55^\circ$ et $\alpha = 1^\circ\ 30'$

Lors du dépouillement nous nous étions contentés de calculer la vitesse apparente moyenne à grande distance ($3\ 600\ \text{m/s}$) et l'erreur ainsi introduite modifie les trajets des ondes réfléchies d'environ $2\ \%$. Il faudrait abaisser les altitudes des miroirs de 5 à $10\ \text{m}$ pour avoir une idée plus juste de l'épaisseur du glacier. On pourrait penser que cette erreur aurait dû être corrigée car elle semble être du même ordre de grandeur que celles que l'on a pu commettre en déterminant la position des miroirs :

a) On fait une erreur moyenne de $\sqrt{2} \cdot 10^{-3}\ \text{s}$, c'est-à-dire environ $0,5\ \%$ lorsque l'on calcule la durée de propagation de l'onde réfléchie.

b) Au cours de la construction graphique à l'échelle $1/5000$ on ne fait pas d'erreurs, si l'on travaille avec quelque soin, supérieures à $0,5\ \text{mm}$, ce qui correspond à une précision de $1\ \%$ sur la position des miroirs. Mais nous verrons plus bas (1.3) que cette précision apparente est tout-à-fait illusoire. Même si les miroirs que nous avons construits correspondent à des réflexions qui se sont réellement produites (ce qui n'est certainement pas toujours le cas) ils doivent se trouver très souvent à plusieurs dizaines de mètres du lit.

La propagation des ondes sismiques dans la glace de glacier

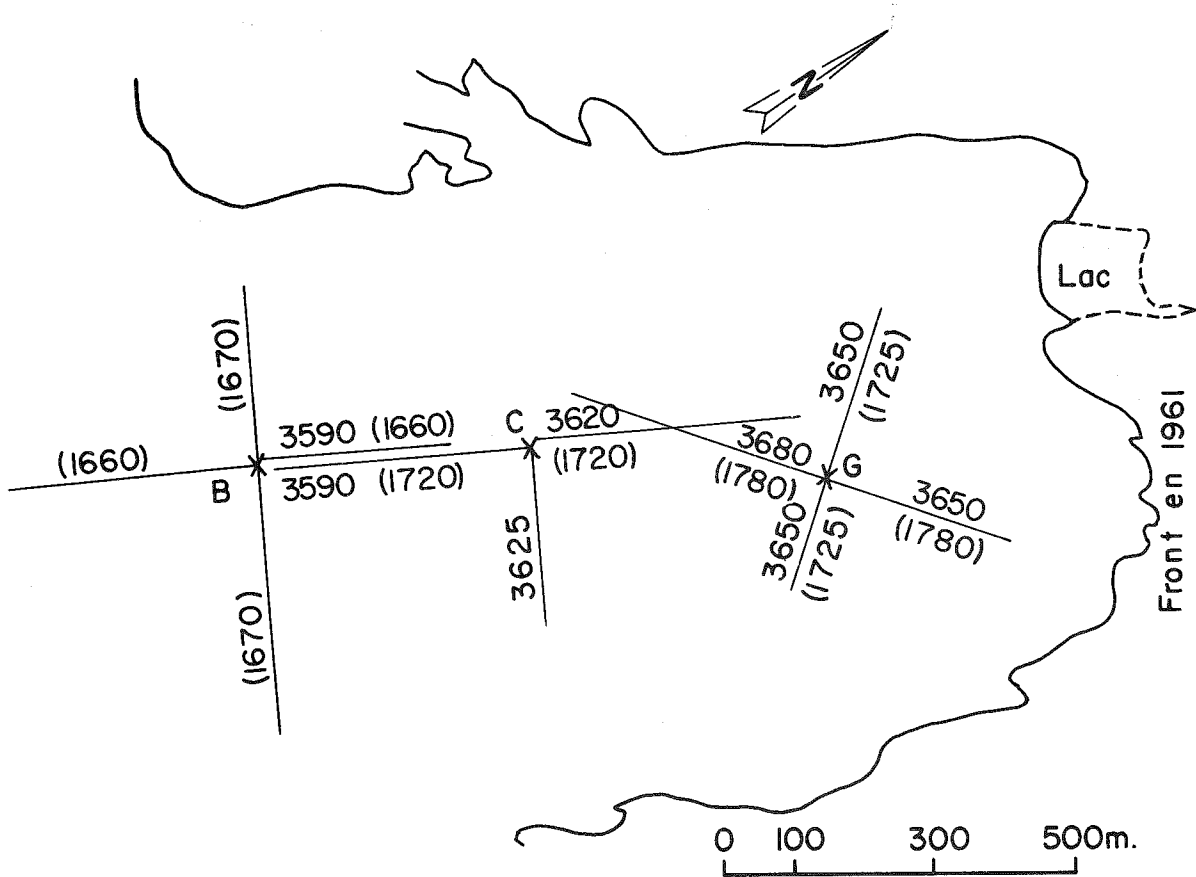


Fig. 3. Glacier du Saint Sorlin (Massif des Grandes Rousses) vitesses (en m/s) des ondes P et S (entre parenthèses) suivant l'orientation des lignes de tir.

montre d'autres particularités. En 1961 l'épaisseur du Glacier de Saint-Sorlin a été déterminée (Belin 1962) et les lignes de tir ont été placées de manière à pouvoir faire en même temps une étude plus complète de la vitesse des ondes. Les résultats sont consignés sur la figure 3.

La vitesse des ondes de compression est variable. Elle est en particulier plus grande près du front qu'à proximité de la ligne de névé. Si cette vitesse ne montre pas de variation sensible dans une même région suivant l'orientation de la ligne de tir dans la partie amont du glacier, il n'en est plus de même vers l'aval (tirs GM et CV) où l'on retrouve le même phénomène que sur le Glacier du Tacul. Le même accroissement de la vitesse lorsque les ondes se propagent dans de la glace de plus en plus vieille se produit pour les ondes de distorsion. En outre il existe une différence de

vitesse, peu sensible au niveau des bases B et C, assez importante dans le cas de la base G, entre les ondes qui se propagent parallèlement à l'axe du glacier et celles qui suivent un trajet perpendiculaire.

Or $V_s = \left(\frac{G}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$. La densité de la glace de glacier (ρ) ne variant que dans de faibles proportions (toujours de l'ordre de 0,90 à 0,91), les variations de la vitesses des ondes S ne s'expliquent que par une variation de la rigidité du glacier. Pour expliquer ce phénomène il suffit que dans la région des bases B et C il n'existe pas d'orientation préférentielle marquée des cristaux de glace (le glacier serait isotrope dans cette région), alors que plus bas une tendance des axes optiques à se grouper parallèlement à l'axe du glacier rendrait compte de l'élasticité anisotropique du glacier.

D'autre part une augmentation de la densité vers l'aval (par élimination d'une partie de l'air inclus dans la glace) expliquerait l'accroissement de la vitesse que l'on observe lorsqu'on se dirige vers l'aval, la croissance de la rigidité avec la densité compensant très largement la diminution relative de G/ρ .

1.3 - Dépouillement des enregistrements

1.3.1 - Principe

Si l'on suppose constante la vitesse des ondes dans la glace (V), le lieu des points où a pu se produire une réflexion arrivant à un géophone à l'instant t après l'explosion ($t = 0$) est un ellipsoïde de révolution, ayant pour foyers le point de tir et le géophone, pour grand axe $t \cdot V$. Trois géophones, à quelques dizaines de mètres les uns des autres et recevant des réflexions du même miroir permettent la restitution de celui-ci (plan tangent aux trois ellipsoïdes en leur point de contact).

1.3.2 - Méthodes

Pour le dépouillement des enregistrements il est plus simple de considérer trois sphères de rayon $t \cdot V$. Leur point d'intersection est le symétrique du point de tir par rapport au miroir (hypocentre).

Les coordonnées de l'hypocentre peuvent s'obtenir :

a) analytiquement, c'est la méthode utilisée par Rothlisberger (1955) ;

b) graphiquement, par géométrie descriptive (Süsstrunk 1951).

Mais il n'est pas prouvé que tous les géophones reçoivent des réflexions provenant de la même région du lit (1.3.4), aussi Lliboutry (1965) propose-t-il d'utiliser les réflexions arrivant à 4 géophones disposés aux sommets d'un carré pour la détermination d'un miroir.

1.3.3 - Méthode utilisée

Cette méthode, utilisée depuis 1960 au Laboratoire de Glaciologie, ayant été déjà exposée en détail plusieurs fois (Lliboutry 1962 b, Lliboutry

1965), nous rappellerons seulement les différentes étapes du dépouillement :

- 1) Localisation (analytique) des points d'intersection des sphères prises 3 par 3.
- 2) Elimination des carrés de géophones dont les sphères (prises 3 par 3) se coupent relativement loin les unes des autres (nous avons toléré lors du dépouillement une distance maximum d'environ 150 m entre les hypocentres).
- 3) Construction pour les carrés de géophones restant de l'hypocentre moyen et du point miroir correspondant (constructions de géométrie descriptive à l'échelle 1/5 000).

1. 3. 4 - Remarques

1. 3. 4. 1 - Erreurs possibles

Si pour déterminer la position du point symétrique du point de tir par rapport au miroir (hypocentre) on construit des sphères centrées sur 3 géophones (g_1, g_2, g_3) ayant respectivement pour rayons $t_1V, t_2V,$ et t_3V ($t_1, t_2, t_3 =$ temps nécessaire à l'onde de compression pour aller du point de tir au géophone correspondant en se réfléchissant sur le lit), il n'est pas nécessaire que les rais arrivant aux trois géophones se soient réfléchis dans la même région pour qu'il soit possible de déterminer la position d'un hypocentre. Il suffit que $V(t_1 - t_2) < \text{distance } g_1 g_2$, etc... pour que les sphères se coupent en un point et que l'on puisse construire un miroir qui ne représente rien de réel.

Il est des cas où l'on s'aperçoit facilement que l'on a construit des miroirs fantaisistes : par exemple en dépouillant les secondes réflexions du tir FM 700 (fig. 1) nous avons construit des miroirs qui se trouvent en dehors de la vallée, beaucoup trop bas. On a en réalité affaire à une double réflexion : la direction de l'hypocentre est donnée par l'image du premier miroir (m_1) par rapport au second miroir (m_2) et sa distance aux géophones est beaucoup trop grande : $T m_1 m_2 g$. Mais il est beaucoup plus souvent impossible de le savoir : si l'on ne dispose que d'une dizaine de miroirs dans une région de 1 km^2 il sera toujours possible de torturer les courbes de niveau du lit jusqu'à ce qu'elles rendent compte des réflexions que l'on a cru observer.

Pour essayer de résoudre ce problème nous avons vu que Lliboutry se sert des réflexions arrivant à 4 géophones disposés aux sommets d'un carré. Dans ce cas les 4 sphères n'ont généralement pas deux points communs (l'hypocentre et son symétrique par rapport à la surface du sol) et il propose de ne construire de miroirs que dans le cas où les 4 points d'intersection des sphères prises 3 par 3 sont aux sommets d'un carré de petite taille. Ceci n'est pas suffisant. Même dans ce cas rien ne prouve que les réflexions se soient toutes produites dans la même région : les 4 hypocentres peuvent se trouver n'importe où sur les 4 sphères. En particulier dans le cas où les réflexions se produisent à

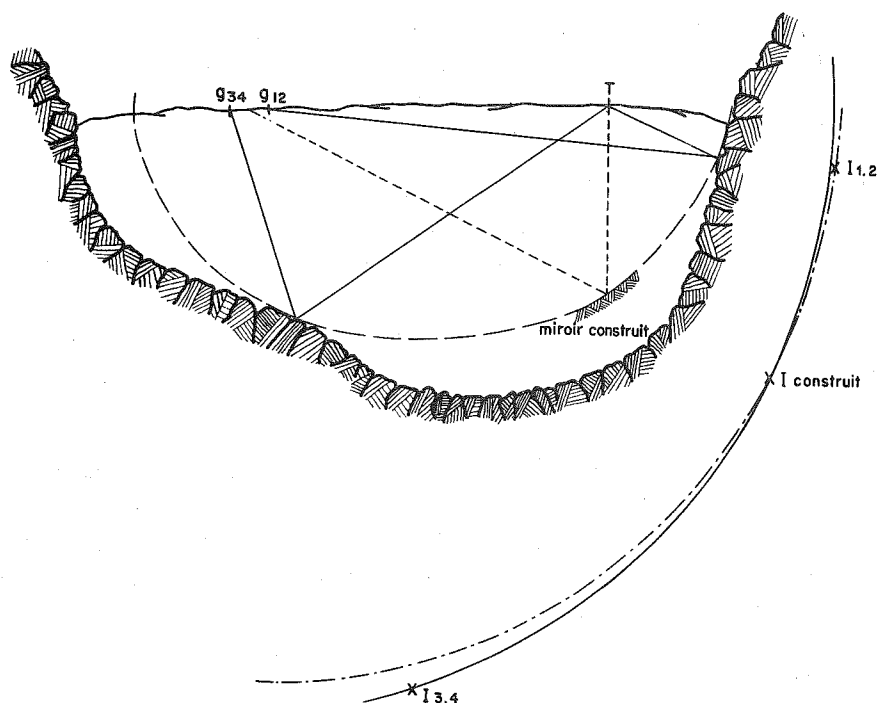


Fig. 4. Lieu des miroirs pour un V. t donné touchant le lit en plus d'un point.

Réflexions dans le plan vertical passant par le point de tir (T) et le centre du carré de géophones (g_1 à g_4).
 Rayon du cercle passant par $I_{1,2} = Vt_1 = Vt_2$; rayon du cercle passant par $I_{3,4} = Vt_3 = Vt_4$.

la verticale de la ligne de tir on peut avoir affaire au phénomène schématisé sur la figure 4. Les plans d'intersection des sphères prises 2 par 2 auront pour abscisses :

$$(2 \overline{g_1 g_4}) x = Vt_1^2 - Vt_4^2 - (\overline{g_1 g_4})^2$$

$$(2 \overline{g_2 g_3}) x = Vt_2^2 - Vt_3^2 - (\overline{g_2 g_3})^2$$

et pour ordonnées :

$$(2 \overline{g_1 g_2}) y = Vt_1^2 - Vt_2^2 - (\overline{g_1 g_2})^2$$

$$(2 \overline{g_3 g_4}) y = Vt_4^2 - Vt_3^2 - (\overline{g_3 g_4})^2$$

Or dans ce cas $t_1 = t_2$ et $t_3 = t_4$. Les 4 plans seront confondus 2 à 2, ils se couperont suivant une droite et la taille du carré d'hypocentre n'apporte ainsi a priori aucun renseignement sur la grandeur de la zone où se sont produites les différentes réflexions.

Finalement cette méthode permet seulement d'éviter de construire des miroirs dans le cas où un des 4 géophones reçoit une réflexion incompatible avec celles que reçoivent les trois autres ; mais si en deux points on enregistre une réflexion provenant par exemple du fond du glacier et aux deux autres sommets du carré de géophones des ondes réfléchies latéralement, on construira avec beaucoup d'assurance un miroir qui ne représente rien.

Pour avoir une idée pas trop fautive de la topographie du lit, il nous semble bien préférable de comparer des miroirs voisins obtenus de manière tout-à-fait indépendante (en changeant la position des géophones et du point de tir). Il vaudrait peut-être mieux promener seulement 3 géophones sur toute la surface du glacier plutôt que de faire seulement quelques tirs avec un dispositif de géophones très important. Bien sûr on est généralement obligé de limiter au maximum la durée d'une campagne. Dans ce cas la méthode de Lliboutry permet d'aborder la discussion des résultats.

En effet dans le cas n°1 de la figure 5 cette méthode permet d'éliminer les carrés des géophones 3-4-5-6, 5-6-11-12 et 6-7-10-11, et l'on construit avec les autres carrés des miroirs valables. On est amené à construire des miroirs erronés seulement dans le cas n°2, mais il est alors possible de tracer le lieu des points qui reçoivent en même temps des réflexions provenant de deux régions différentes en s'intéressant à la position des plans d'intersection des sphères centrées sur 2-6-10-8 et 3-7-5-11. Dans ces conditions les géophones 1, 4, 9 et 12 sont beaucoup moins utilisés que les autres et il serait plus logique d'adopter une autre disposition pour les 12 géophones (fig. 6 n°3) où l'on s'intéresse successivement aux carrés de géophones du type 1-2-3-12, puis aux 4 carrés du type 1-3-9-11. Dans ce cas la discussion risque de devenir malheureusement quelque peu fastidieuse à moins que l'on ne confie à une machine la partie analytique du dépouillement.

Mais la position des points d'intersection des sphères ne doit servir qu'à séparer les géophones en groupes recevant des réflexions d'une même région. La taille des carrés ne peut servir à donner plus ou moins de poids à un miroir, car une faible erreur sur l'instant d'arrivée des réflexions entraîne une variation considérable de la taille des carrés.

1.3.4.2 - Variation de la taille des carrés d'hypocentres

Pour des géophones placés aux sommets d'un carré de 30 m de côté on a, en appelant a la longueur du côté d'un carré d'hypocentre :

$$60 a = (Vt_1)^2 - (Vt_4)^2 - (Vt_2)^2 + (Vt_3)^2$$

Les temps étant pratiquement égaux et connus avec la même précision, l'erreur maximum sur 60 a est :

$$60 \Delta a \approx 4 \Delta (V t_i)^2$$

et l'erreur moyenne :

$$60 \overline{\Delta a} \approx \frac{1}{\sqrt{4}} \cdot 4 \Delta (V t_i)^2$$

Tous les rais se propageant à la même vitesse, l'adoption, pour le dépouillement, d'une valeur erronée de la vitesse (1.2) n'a que peu d'influence sur la taille des carrés :

$$\frac{60 a \text{ calculé}}{60 a \text{ réel}} = \frac{(3600)^2 (t_1^2 - t_4^2 + t_3^2 - t_2^2)}{(3660)^2 (t_1^2 - t_4^2 + t_3^2 - t_2^2)} \approx 1,02$$

Seule intervient donc l'erreur commise sur la lecture des temps de propagation et $\Delta (Vt_i)^2 = 2 \Delta (Vt_i) Vt_i$

Si nous prenons par exemple $\Delta t = 10^{-3}$ seconde, $V=3\ 600$ m/s, on a $\Delta (Vt_i) = 3,6$ m, soit pour $Vt_i = 1\ 000$ m ($Vt_i \approx 2,5$ fois l'épaisseur du glacier, cas de la majorité des enregistrements pour le Glacier du Tacul où $h \approx 400$ m).

$$60 \Delta a = 4 \times 7,2 \times 1\ 000 = 28\ 800$$

$$\Delta a \text{ maximum} = 480$$

$$\overline{\Delta a} = 240 \text{ m}$$

Il est donc possible que la taille des carrés d'hypocentres varie de 0 à 500 m sans que la qualité du miroir intervienne. Pour essayer de voir quel rôle jouent d'une part les erreurs de mesure et d'autre part la "qualité" des miroirs, dans la variation de la taille des carrés, nous avons cherché les fréquences d'apparition des carrés de différentes tailles. L'histogramme des fréquences observées est reproduit figure 6.

L'imprécision sur la lecture des temps de propagation nous semble pouvoir expliquer cette répartition. En effet admettons que sur chaque lecture de temps la probabilité de l'erreur soit gaussienne, avec $\sigma = 10^{-3}$ seconde (soit 0,3 mm sur les enregistrements) : la répartition des erreurs sur la somme des $4 \Delta (Vt_i)^2$ suivra également une loi de

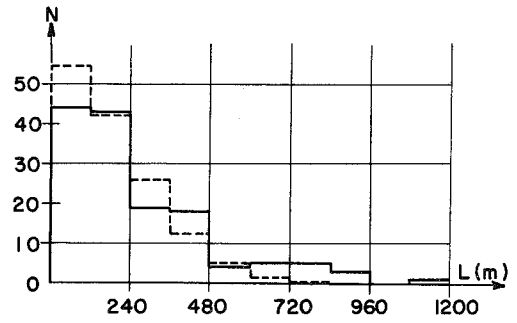
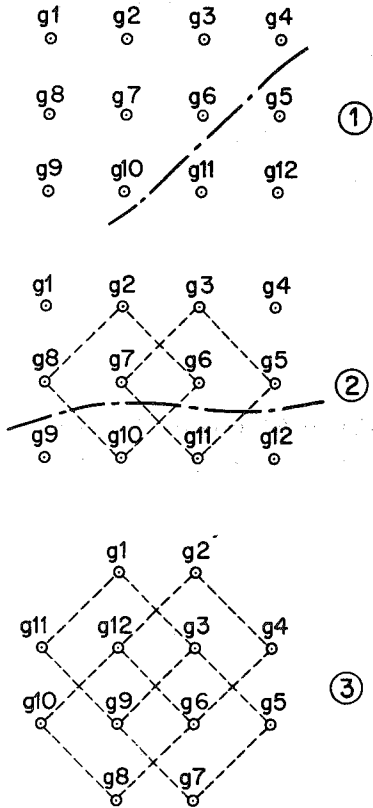


Fig. 6. Taille des carrés d'hypocentres (L).
 Fréquence d'apparition des différentes classes (trait plein) et fréquences correspondant aux erreurs de lecture. (pointillé) pour $\sigma = 10^{-3}s$.

Fig. 5. Dispositifs de 12 géophones
 Trait fort interrompu (sur 1 et 2) = lieu des points recevant en même temps les réflexions provenant de 2 régions différentes du lit (cf. texte).

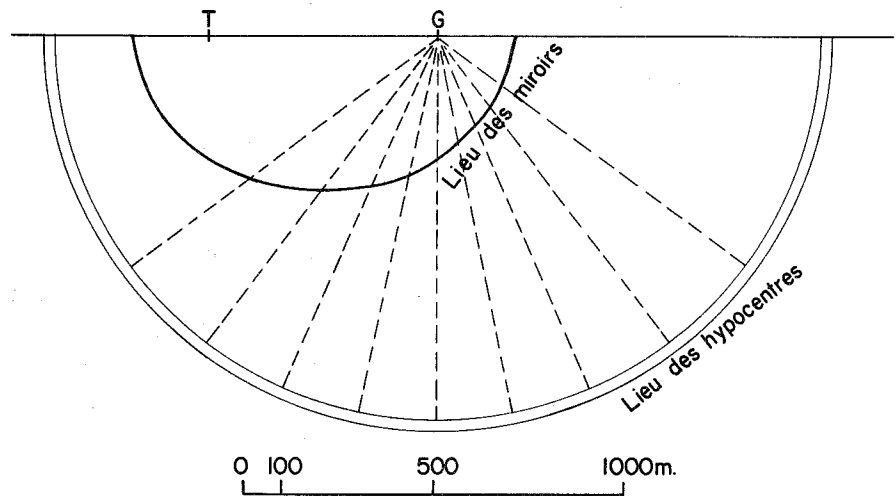


Fig. 7. Lieu des hypocentres et lieu des miroirs pour $V.t = 1000m$
 D'une ligne pointillée à la suivante on a le déplacement de l'hypocentre (et du miroir construit) que provoque une erreur systématique de 10^{-3} s. sur tous les temps.

Gauss avec $\sigma = 4\sigma / \sqrt{4}$. Les fréquences théoriques ainsi calculées rendent compte d'une grande partie des observations (fig. 6). Seuls une quinzaine de carrés d'hypocentres (sur 142) de plus de 600 m de côté seraient attribuables à l'enregistrement de réflexions provenant de différentes régions du lit. Il semble donc que seulement dans un cas sur dix 4 géophones au sommet d'un carré de 30 m de côté reçoivent des réflexions provenant de deux régions différentes du lit. Ainsi lorsque nous avons éliminé tous les carrés de géophones pour lesquels les carrés d'hypocentre faisaient plus de 150 m de côté nous avons surtout éliminé les lectures les moins précises et les cas où les erreurs ne se compensaient pas.

1. 3. 4. 3. - Précision des résultats

Nous avons vu qu'une faible erreur sur la lecture des temps de propagation faisait varier de manière extrêmement sensible la taille des carrés d'hypocentre, c'est-à-dire déplaçait énormément le point d'intersection des sphères. Nous n'avons construit de miroirs que dans le cas où les erreurs de lecture étaient petites ou se compensaient. Il semble logique d'admettre que les coordonnées des hypocentres sont connues en moyenne à quelques centaines de mètres près (une erreur systématique de 10^{-3} s sur tous les temps - par exemple une erreur sur l'instant de mise à feu - déplace, sans modifier leur taille, les carrés d'hypocentre de 240 m en moyenne). L'imprécision sur la position des miroirs qui en résulte est variable mais toujours considérable. Sur la figure 7, nous avons porté le lieu des hypocentres et le lieu des miroirs correspondants pour un schéma correspondant à la majorité des enregistrements effectués sur le Glacier du Tacul. Suivant les régions où se produisent les réflexions, c'est l'altitude des miroirs ou leur position dans le plan qui est connue avec le moins de précision. De nombreux miroirs figurant sur notre carte se trouvent certainement à une cinquantaine de mètres du lit rocheux.

Mais bien que nous ne puissions pas affirmer que les miroirs qui figurent sur nos cartes représentent bien des fragments du lit, la méthode sismique n'en est pas moins la plus appropriée pour nous donner une idée assez précise de la topographie cachée par la glace (cf. épaisseurs déterminées directement - par forages - et indirectement - par sismique réflexion - pour les portions de glacier où ce double travail a été effectué - Mer de Glace inférieure et Glacier d'Argentière - par E. D. F. (Reynaud, 1959).

1. 4 - Résultats

La qualité des films nous permet de restituer une soixantaine de miroirs (fig. 8). Nous avons pu tracer, sans trop d'ambiguïté, une carte en courbes de niveau du lit (fig. 9) mettant en évidence deux verrous entre lesquels se situe un important surcreusement. Le profil transversal est celui d'une auge glaciaire, en U, ou plus exactement en demi-cercle à l'amont, en demi-ellipse à l'aval (fig. 10).

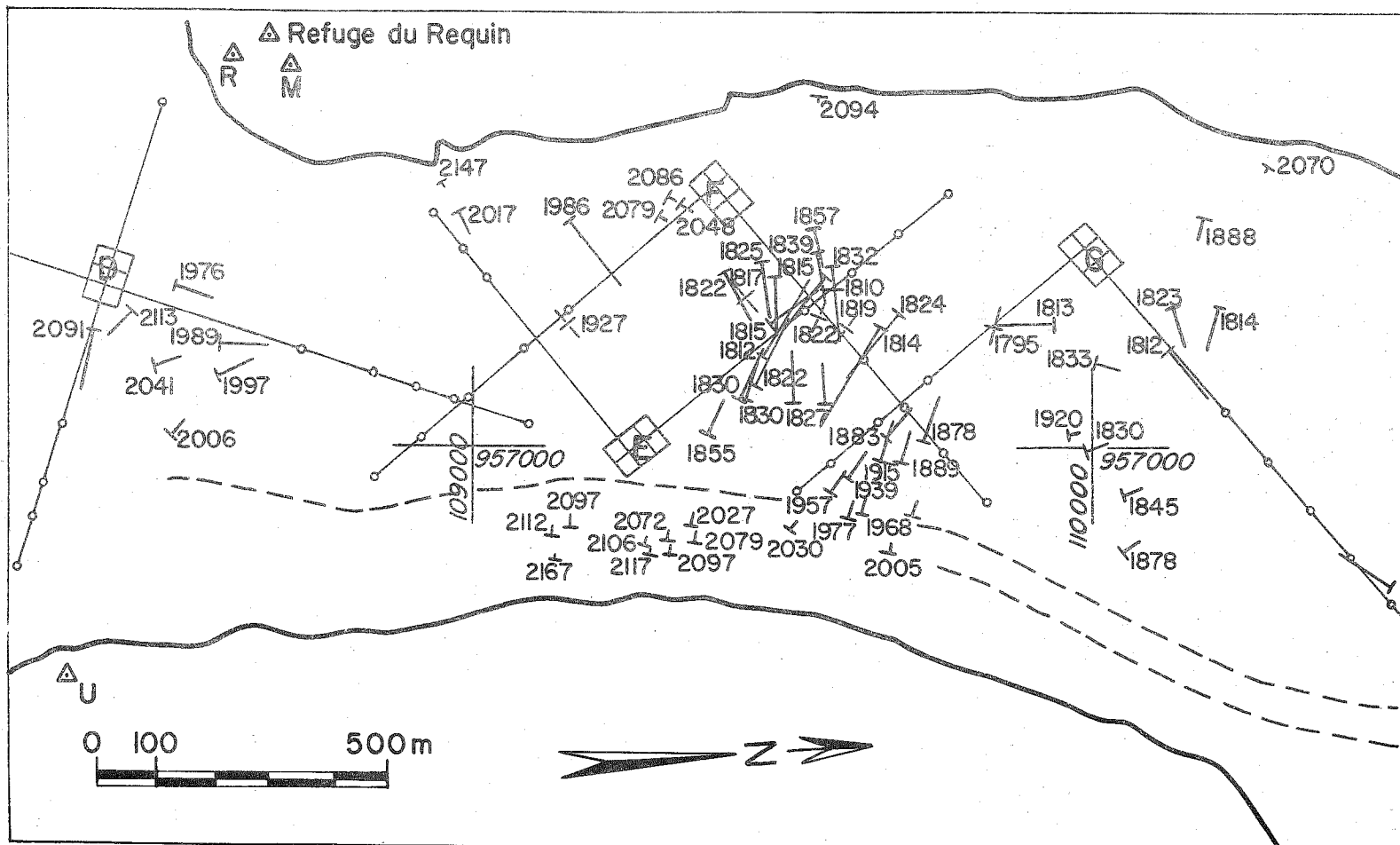


fig. 8 - Glacier du Tacul : bases de géophones, points de tirs (petits cercles) et miroirs. La longueur des segments indiquant les pentages est égale à la projection de la ligne de plus grande pente des miroirs pour 25 m de dénivelée.

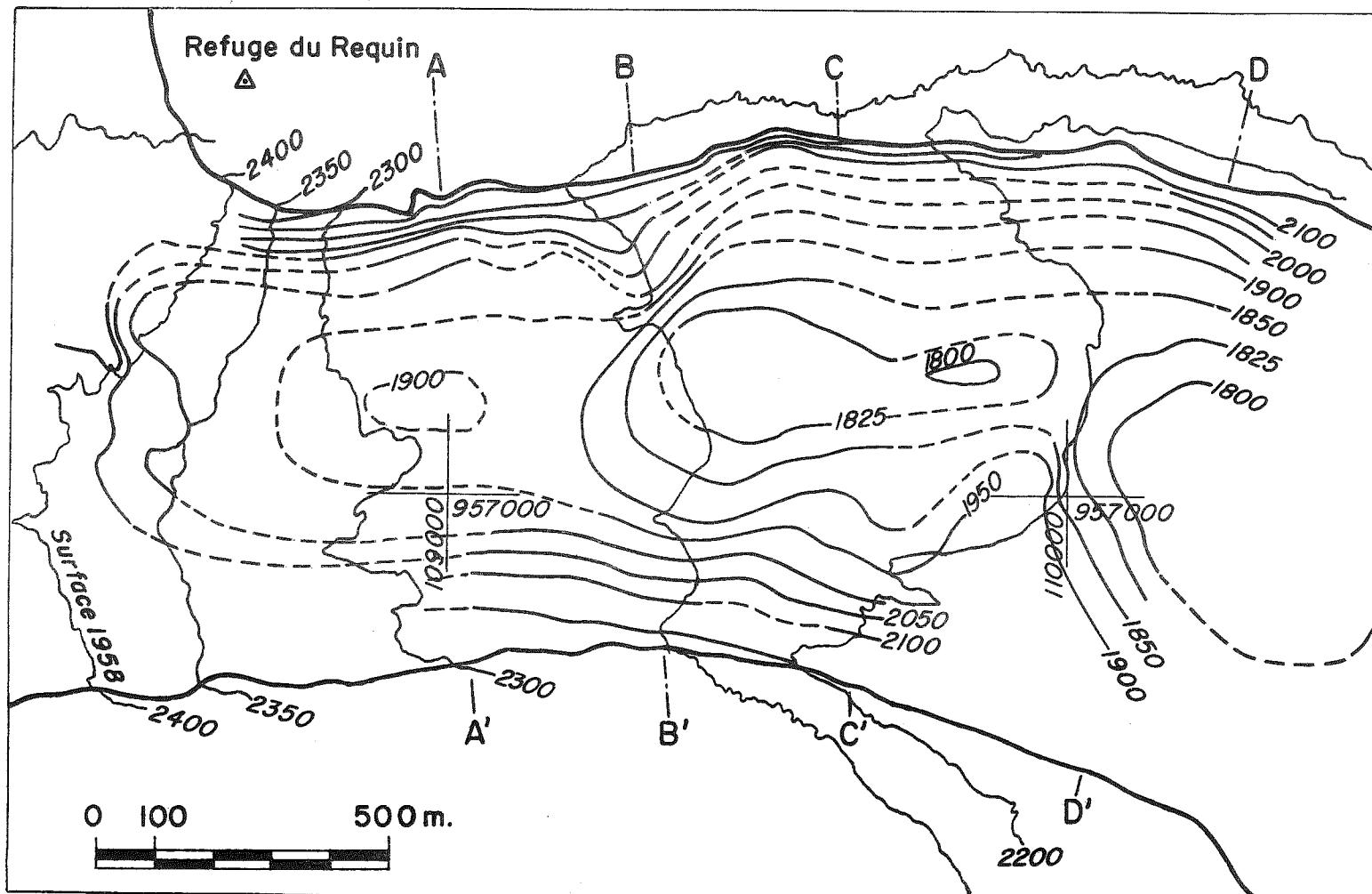


fig. 9 - Carte du lit du Glacier du Tacul - Courbes de niveau de la surface en 1958 d'après une stéréominute de l'I.G.N. (non publiée).

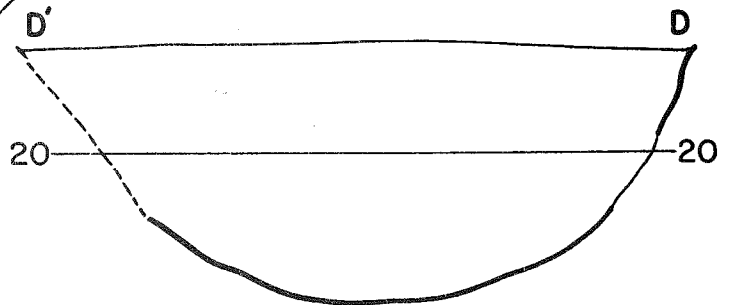
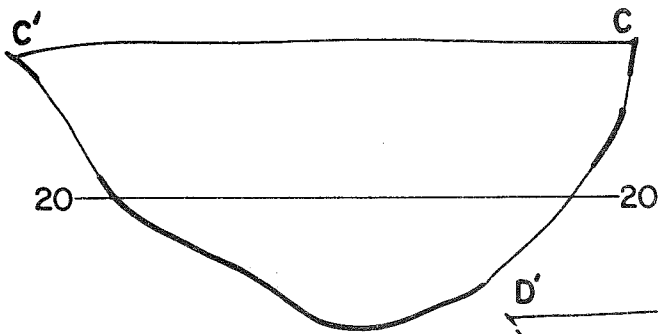
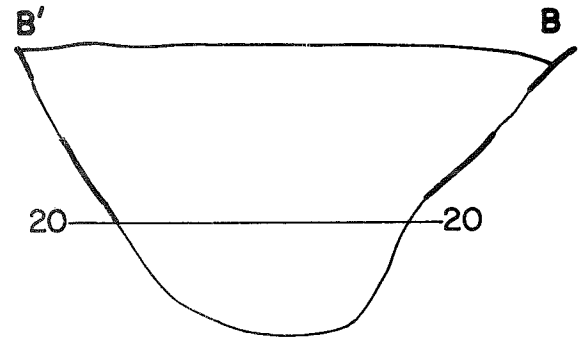
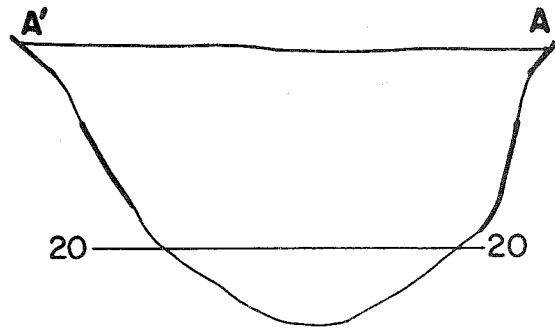
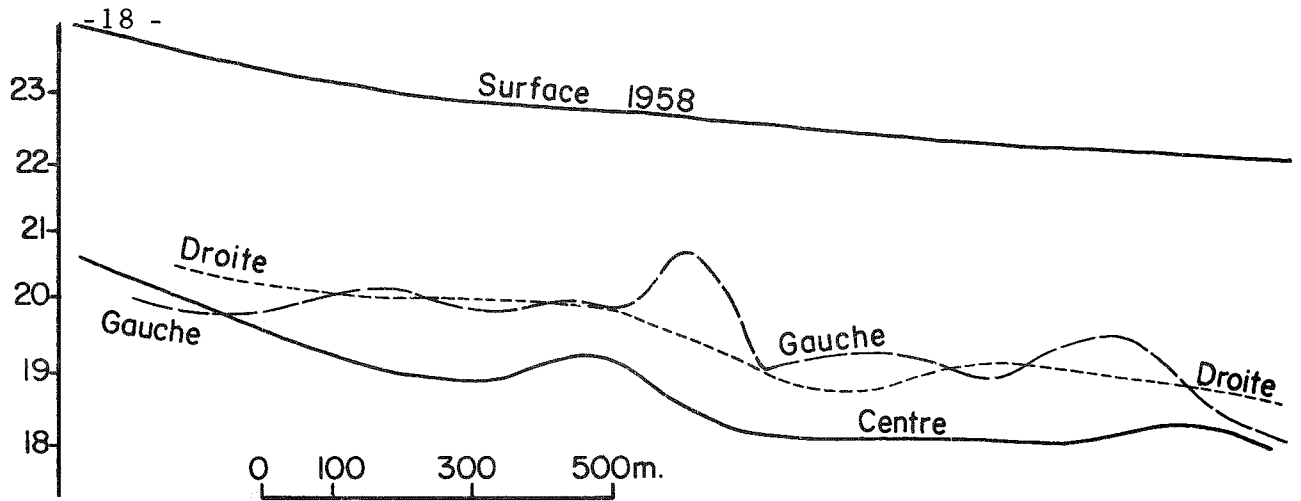


Fig. 10. Coupes longitudinales (en pointillé coupes à 200 m de part et d'autre de l'axe du glacier) et coupes transversales (repérage des coupes sur la fig. 9) altitudes en hectomètres.

2 - Travaux topographiques

2.1 - Vitesses en surface

2.1.1 - Seracs du Géant

Le mouvement de la glace dans les séracs du Géant étant extrêmement rapide il n'était pas indispensable de disposer de repères parfaitement définis tels que des balises pour déterminer avec quelque précision la vitesse du glacier. L'implantation de balises dans cette région eut d'ailleurs été une opération fort difficile et dangereuse. En outre de nombreuses balises auraient certainement disparu entre deux triangulations, cassées par les avalanches de glace ou englouties par les crevasses.

Le mouvement de la glace fut donc suivi par photogrammétrie terrestre.

Le 13 avril et le 20 juillet 1960 deux couples de clichés furent pris par MM. Belin, Lliboutry et Vivet avec une chambre métrique (distance focale 150 mm) prêtée par l'Institut Géographique National. Une des stations était au refuge du Requin, l'autre sur un gros rocher au-dessus du pilier de triangulation Ulysse.

Les résultats du dépouillement (effectué suivant la technique fort simple de la métrophotographie (fig. 12) sont consignés sur le tableau 1.

Repère	Déplacement (m) en 98 jrs.	Vitesse annuelle m/an	Altitude le 13.4.60	Altitude le 20.7.60
A	120	446	2.522	2.450
B	160	595	2.623	2.534
C	220	820	2.702	2.613
D	190	706	2.647	2.537
E	140	520	2.565	2.437
F	105	391	2.420	2.373
G	100	372	2.522	2.473

Tableau 1 : Vitesse dans les séracs

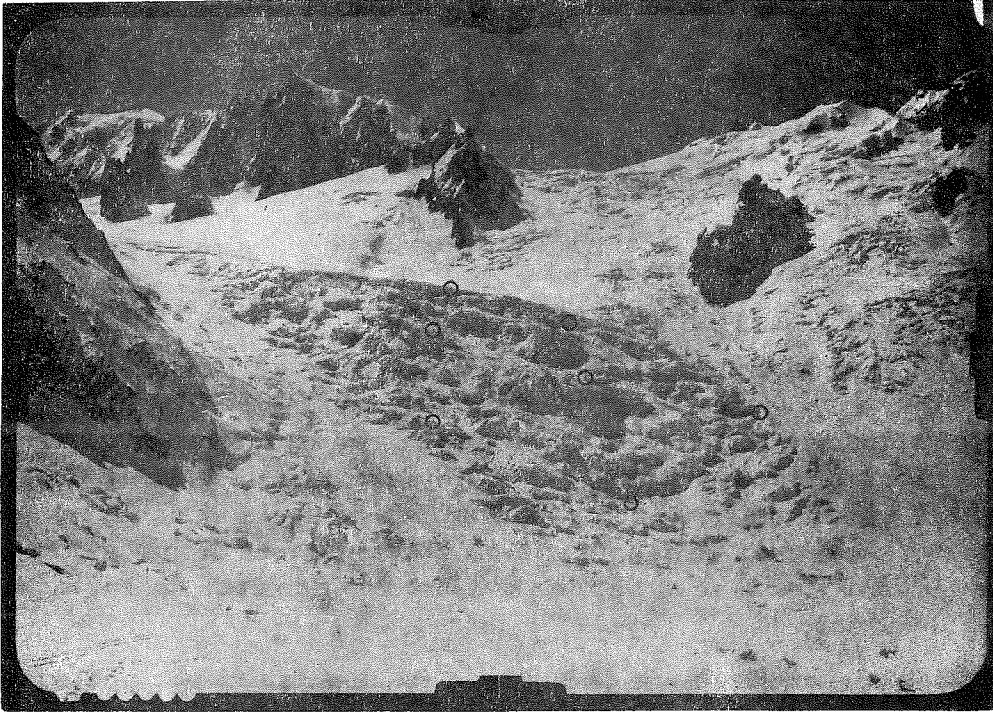


Fig. 11. Les Séracs du Géant depuis la moraine du Glacier des Périades le 13 avril 1960. Détails dont on a suivi le déplacement.

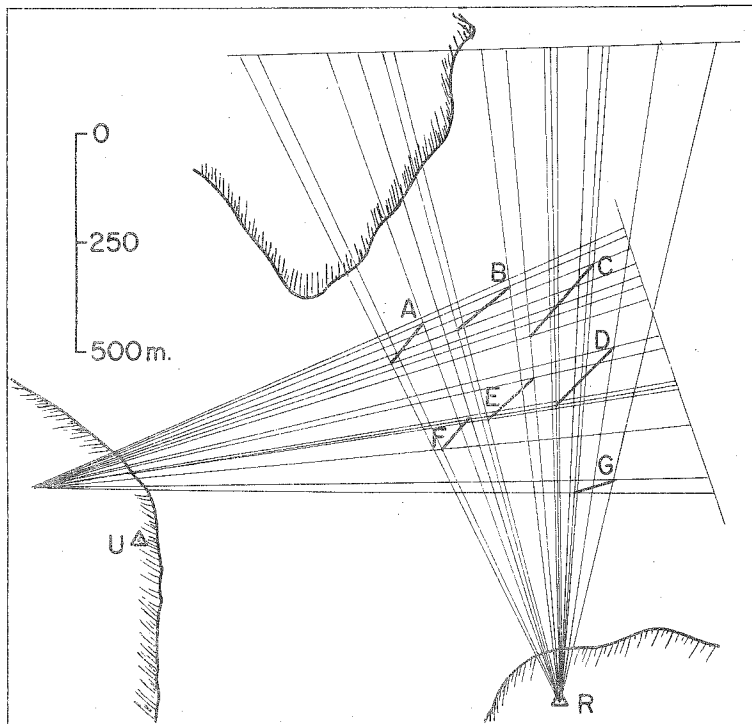


Fig. 12. Construction des déplacements

2.1.2 - Glacier du Tacul

Huit balises d'ablation (de 8 m de long, articulées en tronçons de 2 m) furent implantées suivant l'axe du glacier par MM. Belin et Vivet (8 - 20 juillet 1960).

Entre le 21.7.60 et le 13.10.61 leur position fut déterminée cinq fois par triangulation depuis les trois piliers M, R et U. Les résultats des triangulations effectuées par Roland Vivet sont consignés sur le tableau 2.

Nous avons en 1961 calculé les coordonnées des balises le 7.8.60 et déterminé graphiquement les déplacements entre le 21.7.60 et le 26.8.60. Les résultats furent publiés partiellement (Vivet 1961, Lliboutry, Vallon, Vivet 1962). Des résultats curieux apparaissant pour les coordonnées des balises en 1961 une construction graphique des lignes de visée à l'échelle 1/1.500 permet de constater que certaines balises avaient été confondues avec d'autres. Après correction les coordonnées furent toutes recalculées par calculatrice électronique (programme établi par M. van der Wall).

Nous avons adopté un système de coordonnées local (tableau 3).

Tableau n°3 Coordonnées des piliers de triangulation

	Local		Altitude
	x	y	
R	0,00	100,00	2.485,90
M	0,00	197,61	2.490,00
U	1.042,50	34,09	2.481,10

Les coordonnées des points d'intersection des lignes de visées pour les différentes triangulations figurent sur le tableau 4. Les positions réelles des balises (tableau 5) ne se trouvent pas toujours à l'intérieur des chapeaux. En effet le glacier avance entre les différentes visées. Par exemple sur la figure 13 nous avons portées les lignes de visée sur la balise 1 le 21.7.1960. La balise se déplace d'environ 3,4 cm par heure et l'on a tracé les positions théoriques des lignes de visée le 21.7.60 à 10 h. La position la plus probable de la balise le 21.7.60 à 10 h se trouve à plus d'un mètre du "centre" du chapeau calculé.

Les déplacements entre les différentes dates de triangulation et les vitesses annuelles correspondantes sont consignés dans le tableau 6. Il ne semble pas y avoir de variation saisonnière de la vitesse (fig.14).

Tableau 2 - Triangulation Roland Vivet1) 21 juillet 1960 Wild T2 - Cercle à droite - distances zénithales

Station	M 21.7.60, 10h		R 21.7.60, 12h30		U 20.7.60, 13h15	
point visé	H	V	H	V	H	V
M	—	—	2959785	3027052	58858	3005434
R	00000	2973207	—	—	00000	3002921
U	390,9047	299,4614	00000	299,7090	—	—
1	335,1769	287,9003	19,6551	287,3374	385,3583	290,9814
2	315,0071	285,6612	398,3878	285,7925	1,2829	288,2859
3	293,3331	279,0457	377,0981	280,2663	19,3981	283,4732
4	277,6623	277,6665	363,0916	279,4230	30,7838	282,9647
5	258,8865	277,9264	346,9755	280,3782	41,0528	284,2643
6	249,2772	279,3500	339,1983	281,4612	47,7400	284,8999
7	241,4134	279,9572	332,5399	282,2262	50,5767	285,6430
8	234,5182	280,6729	326,6802	282,8218	52,8191	286,2893

2) 7 août 1960

Station	M 7.8.60, 8h		R 7.8.60, 10h		U 7.8.60, 12	
point visé	H	V	H	V	H	V
M	—	—	2959837	3027075	58846	3005400
R	00000	2973218	—	—	00000	3002884
U	309,9049	299,4620	00000	299,9134	—	—
1	333,4579	287,6782	17,7387	287,1605	386,6948	290,7230
2	313,0184	285,1108	396,3841	285,3196	3,2352	287,7195
3	291,7095	278,5491	375,5826	279,8546	20,6742	283,1590
4	276,4119	277,4699	361,9652	279,5013	31,4896	282,9581
5	257,9846	277,8455	346,2093	280,3290	41,4126	284,2727
6	248,5843	279,3109	338,6123	281,6265	48,0087	284,9048
7	240,8288	279,9389	332,0518	282,2086	50,7873	285,6433
8	234,0533	280,6767	326,2863	282,8108	52,9811	286,2853

Tableau 2 - Triangulation Roland Vivet

3) 26 août 1960 Wild T2 - Cercle à droite - distances zénithales

Station point visé	M		R		U	
	H	V	H	V	H	V
M	—	—	295,9805	—	—	—
R	0,0000	—	—	—	0,0000	—
U	—	—	0,0000	—	—	—
1	331,5341	287,4115	15,6538	286,9452	388,0661	290,4200
2	310,7638	284,4398	394,1329	284,7345	5,1370	287,1031
3	289,8659	277,9823	373,8573	279,4179	21,9535	282,8734
4	274,9280	277,8261	360,6442	279,3235	32,2248	282,9511
5	256,9223	277,7886	345,3029	280,2906	41,8332	284,3030
6	247,7584	279,3000	337,9119	281,6217	48,2953	284,9299
7	240,1418	279,9390	331,4626	282,1953	51,0245	285,6512
8	233,5010	280,6857	325,8159	282,8147	53,2090	286,2876

4) 5 juillet 1961 Kern DKM 1 - Cercle à gauche - distances nadirales

Station	M 5.7.61, 12h30		R 5.7.61, 11h30		U 5.7.61, 9h	
point visé	H	V	H	V	H	V
M	—	—	295,982	102,737	—	—
R	0,000	97,290	—	—	0,00*	—
U	309,922	99,274	0,000	99,725	—	—
1	294,659	80,014	378,504	81,118	18,770*	83,793
2	278,661	77,461	363,641	79,449	29,299*	83,326
3	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	40,881	84,869
5	242,220	79,054	332,903	81,543	47,246*	85,806
6	—	—	—	—	52,273*	86,197
7	231,120	81,359	323,797	83,380	—	—
8	226,559	82,058	319,885	84,018	56,166*	87,183

* Valeurs corrigées : c'est en réalité le pignon du refuge du Requin (P) qui avait été pris comme origine. (angle RUP = 2, 960 g.)

Tableau 2 - Triangulation Roland Vivet

5) 13 octobre 1961 Kern DKM 1 - Cercle à gauche - distances nadirales

Station	M		R	
	H	V	H	V
M	—	—	295,981	102,740
R	0,000	97,380	—	—
U	—	—	0,000	—
1	285,369	77,690	369,842	79,340
2	271,119	76,600	357,033	78,946
3	—	—	346,121	78,239
4	249,371	77,353	338,647	80,087
5	238,625	79,169	329,893	81,623
6	—	—	—	—
7	228,989	81,533	321,995	83,469
8	224,796*	82,333*	318,390*	84,108*

* Mauvaise visée (balise tombée)

Il s'est produit une accélération indéniable du mouvement de la glace au milieu du mois d'août 1960 (par rapport au mouvement fin juillet) mais il n'est pas possible, compte tenu de la précision des mesures et de la variation extrêmement rapide de la vitesse lorsque l'on se déplace le long de l'axe du glacier, de mettre en évidence une différence entre les vitesses annuelles (période du 21. 7. 60 au 5. 7. 61, soit 350 jours) et les vitesses moyennes pendant l'été 1961 (du 5 juillet au 13 octobre soit 100 jours).

S'il existait une accélération estivale du glacier se produisant seulement pendant quelques semaines (mettons à la fin du mois d'août) vitesses annuelles et vitesses estivales (juillet-octobre) auraient à peu près les mêmes valeurs : celles des vitesses en juillet 1960. Or il n'en est rien : les vitesses mesurées en juillet 60 sont plus faibles. La fig. 16 n'est guère interprétable si l'on ne fait pas intervenir de fluctuations erratiques de la vitesse à l'échelle de la semaine ou du mois. Rappelons que sur la Mer de glace, dans une région se trouvant à environ 5 km à l'aval de la zone étudiée ici, Millecamps (1956) a mis en évidence des fluctuations importantes de la vitesse sur des périodes de 5 à 10 jours.

Tableau 4 - Point d'intersection des lignes de visées depuis les piliers M, R et U et altitude du pied des balises.

Les altitudes ont été calculées pour les points de coordonnées :

$$x = 1/2 \left[1/2(x_{MR} + x_{RU}) + x_{MU} \right] \quad y = 1/2 \left[1/2(y_{MR} + y_{RU}) + y_{MU} \right]$$

ce point étant pratiquement toujours à moins de 1 m de la position réelle de la balise lorsque celle-ci est connue avec précision (tableau 5) (exceptions balises 1, 2 et 3 le 21. 7. 60, 2 le 26. 8. 60, 8 le 5. 7. 61) l'altitude ainsi calculée est fort proche de l'altitude réelle :

erreur sur Z < $\frac{\text{erreur sur position balise}}{\text{distance pilier balise}}$ x différence altitude pilier balise

soit généralement $\Delta Z \ll \frac{1}{500 \text{ à } 1000} \times (100 \text{ à } 300 \approx \text{quelques décimètres.})$

Points d'intersection des lignes de visée et altitude des balises

1) le 21 juillet 1960

B	MR		RU		MU	
	x	y	x	y	x	y
1	430,75	-68,01	432,42	-68,66	431,94	-68,74
2	482,35	81,75	462,68	82,50	488,08	80,37
3	486,81	248,78	486,04	248,54	485,72	248,66
4	483,09	374,43	483,17	374,48	483,18	374,47
5	452,72	538,79	452,82	538,88	452,83	538,87
6	450,81	658,78	451,09	659,13	451,12	659,09
7	421,56	751,55	421,67	751,72	421,68	751,71
8	389,68	844,45	389,77	844,61	389,77	844,60

B	Z via M	Z via R	Z via U	moyenne Z
1	2.392,42	2.392,47	2.392,78	2.392,61
2	2.376,77	2.376,81	2.376,10	2.376,45
3	2.323,06	2.323,09	2.323,71	2.322,89
4	2.301,72	2.299,77	2.301,59	2.301,16
5	2.285,13	2.285,15	2.285,23	2.285,18
6	2.273,04	2.270,61	2.273,09	2.272,46
7	2.263,26	2.263,38	2.263,41	2.263,36
8	2.253,39	2.253,46	2.253,45	2.253,44

Points d'intersection des lignes de visée

2) Le 7 août 1960

B	MR		RU		MU	
	x	y	x	y	x	y
1	435,32	-54,86	435,81	-55,03	435,66	-55,06
2	485,50	96,92	494,00	96,87	475,61	98,97
3	485,92	261,25	486,26	261,36	486,39	261,31
4	480,22	384,16	480,81	384,50	480,93	384,43
5	450,29	547,07	450,19	546,96	450,18	546,98
6	448,55	666,57	448,80	666,88	448,82	666,85
7	419,84	759,93	419,38	759,20	419,34	759,34
8	387,59	851,73	387,54	851,63	387,53	851,64

B	Z via M	Z via R	Z via U	moyenne Z
1	2.391,30	2.391,36	2.391,08	2.391,20
2	2.372,58	2.372,58	2.371,04	2.371,81
3	2.318,21	2.318,15	2.318,33	2.318,26
4	2.299,46	2.299,57	2.299,52	2.299,52
5	2.283,27	2.283,38	2.283,50	2.283,41
6	2.271,25	2.271,26	2.271,42	2.271,34
7	2.261,45	2.261,62	2.261,74	2.261,64
8	2.251,88	2.251,84	2.251,87	2.251,86

3) Le 26 août 1960

B	MR		RU		MU	
	x	y	x	y	x	y
1	441,66	-41,00	441,64	-41,00	441,65	-40,99
2	488,69	114,19	489,34	114,21	484,38	114,92
3	484,02	275,32	484,23	275,39	484,30	275,36
4	477,19	395,90	477,19	395,90	477,19	395,90
5	447,01	556,63	447,02	556,64	447,02	556,63
6	445,62	675,77	445,73	675,91	445,74	675,90
7	416,25	767,86	416,43	768,15	416,45	768,13
8	384,81	860,09	385,12	860,70	385,15	860,66

B	Z via M	Z via R	Z via U	moyenne
1	2.389,28	2.389,48	2.389,37	2.389,37
2	2.366,86	2.366,85	2.365,75	2.366,30
3	2.313,28	2.313,35	2.313,42	2.313,37
4	2.302,36	2.296,84	2.296,93	2.298,27
5	2.281,43	2.281,49	2.281,70	2.281,58
6	2.269,61	2.269,64	2.269,68	2.269,65
7	2.259,77	2.259,81	2.259,90	2.259,85
8	2.250,00	2.250,03	2.250,05	2.250,03

4) Le 5 juillet 1961

B	MR		RU		MU	
	x	y	x	y	x	y
1	494, 14	239, 16	494, 24	239, 19	494, 28	239, 18
2	468, 42	360, 78	472, 46	363, 03	473, 37	362, 50
5	396, 20	704, 76	396, 92	705, 86	397, 00	705, 78
7	373, 97	900, 70				
8	347, 96	982, 70	351, 33	991, 26	351, 59	990, 90

B	Z via M	Z via R	Z via U	moyenne Z
1	2328, 97	2328, 98	2328, 77	2328, 87
2	2305, 27	2305, 31	04, 65	2304, 97
5	2269, 94	2269, 92	2269, 89	2269, 91
7	2249, 91	2249, 80		2249, 86
8	2239, 40	2240, 84	2240, 44	2240, 28

5) Le 13 octobre 1961

B	MR	
	x	y
1	484, 74	311, 02
2	456, 12	420, 00
4	403, 79	609, 46
5	382, 18	748, 27
7	365, 21	943, 42
8	340, 98	1028, 32

B	Z via M	Z via R	moyenne Z
1	2308, 03	2308, 04	2308, 04
2	2294, 60	2294, 61	2294, 60
4	2275, 70	2275, 66	2275, 68
5	2262, 49	2262, 43	2262, 46
7	2242, 12	2241, 73	2241, 92
8	2234, 20	2233, 77	2233, 98

Tableau n°5

Coordonnées des balises en 1960 - 1961

- 1) On a admis que l'imprécision sur les coordonnées était égale à la distance du point dont nous donnons les coordonnées aux lignes de visée "corrigées" (cf. fig. 15) depuis les différentes stations. (Le point estimé le plus probable dans le chapeau est celui pour lequel les distances aux trois lignes de visées sont minimales et \pm égales).
- 2) On n'a pas pu tenir compte du mouvement du glacier entre les différentes triangulations (heures non notées). La triangulation ayant dû se faire dans les mêmes conditions que le 7. 8. 1960 nous avons admis que l'imprécision sur les coordonnées le 26. 8. 1960 était égale à la différence entre les coordonnées du point le plus probable dans le chapeau calculé et le point le plus probable dans le chapeau réel le 7. 8. 1960 (cf. fig. 15) plus l'imprécision existant pour les coordonnées le 7. 8. 1960.
- 3) Point d'intersection de la visée depuis une station avec la direction du mouvement du glacier. (graphique au 1/1. 500), imprécision arbitraire cf. 5.
- 4) Ne disposant que des triangulations depuis les piliers M et R on a admis que l'imprécision sur les coordonnées était égale à la différence entre les coordonnées du point d'intersection des visées M et R le 5. 7. 1961 et le point choisi plus l'imprécision sur les coordonnées le 5. 7. 1961.
- 5) Imprécision arbitraire : différence moyenne entre les coordonnées du point d'intersection des visées depuis M et R et les positions les plus probables des balises 1 - 2 - 5 et 8 le 5. 7. 61.

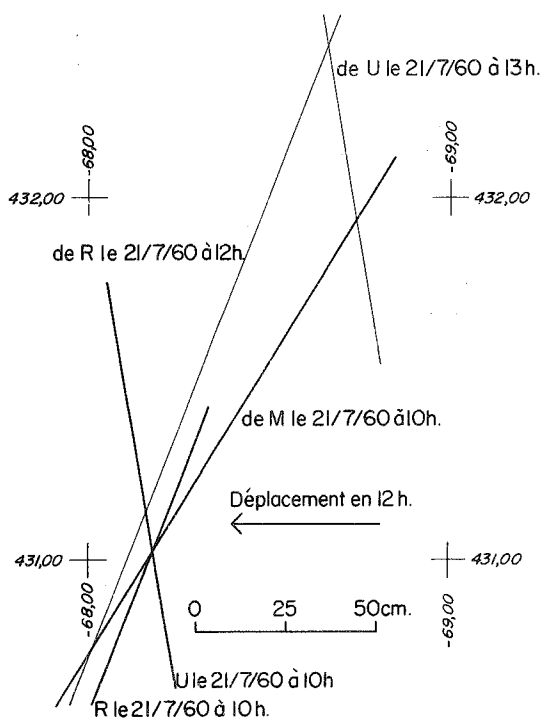


Fig. 13
Position de la balise 1 le 21. 7. 1960

Tableau 5 (explications page 26)

	21 juillet 1960 à 10h ^①		7 août 1960 à 8h ^①	
	X	Y	X	Y
1	431,02 ± 0,01	-68,18 ± 0,01	435,84 ± 0,03	-55,13 ± 0,03
2	482,89 ± 0,05	81,65 ± 0,05	485,6 ± 0,3	97,2 ± 0,3
3	487,10 ± 0,01	248,80 ± 0,01	486,17 ± 0,01	261,27 ± 0,01
4	483,56 ± 0,01	347,64 ± 0,01	480,80 ± 0,02	384,40 ± 0,02
5	452,97 ± 0,01	538,95 ± 0,01	450,21 ± 0,03	546,96 ± 0,03
6	451,20 ± 0,01	659,18 ± 0,01	448,81 ± 0,01	666,84 ± 0,01
7	421,80 ± 0,01	751,86 ± 0,01	419,38 ± 0,04	759,22 ± 0,04
8	389,86 ± 0,01	844,73 ± 0,01	387,54 ± 0,02	851,61 ± 0,02

	26 août 1960 ^②		5 juillet 1961 à 9h ^①	
	X	Y	X	Y
1	441,65 ± 0,28	-41,00 ± 0,15	494,40 ± 0,03	239,12 ± 0,03
2	488,6 ± 0,4	114,2 ± 0,4	472,6 ± 0,4	362,5 ± 0,4
3	484,23 ± 0,1	275,37 ± 0,07	—	—
4	477,19 ± 0,03	395,90 ± 0,06	417 ± 2 ^③	566 ± 2 ^③
5	447,02 ± 0,06	556,63 ± 0,05	396,9 ± 0,1	705,5 ± 0,1
6	445,73 ± 0,03	675,90 ± 0,03	408 ± 2 ^③	806 ± 2 ^③
7	416,43 ± 0,06	768,13 ± 0,06	373 ± 2 ^⑤	900 ± 2 ^⑤
8	385,12 ± 0,04	860,65 ± 0,04	351,4 ± 0,2	990,8 ± 0,2

	13 octobre 1961 ^④	
	X	Y
1	484,7 ± 0,3	311,02 ± 0,07
2	456 ± 4,6	420 ± 2,1
3	425 ± 2 ^③	525 ± 2 ^③
4	404 ± 2 ^⑤	610 ± 2 ^⑤
5	382,2 ± 0,8	748,3 ± 0,8
6	—	—
7	363 ± 2 ^⑤	939 ± 2 ^⑤
8	341 ± 3,7	1028 ± 8,3

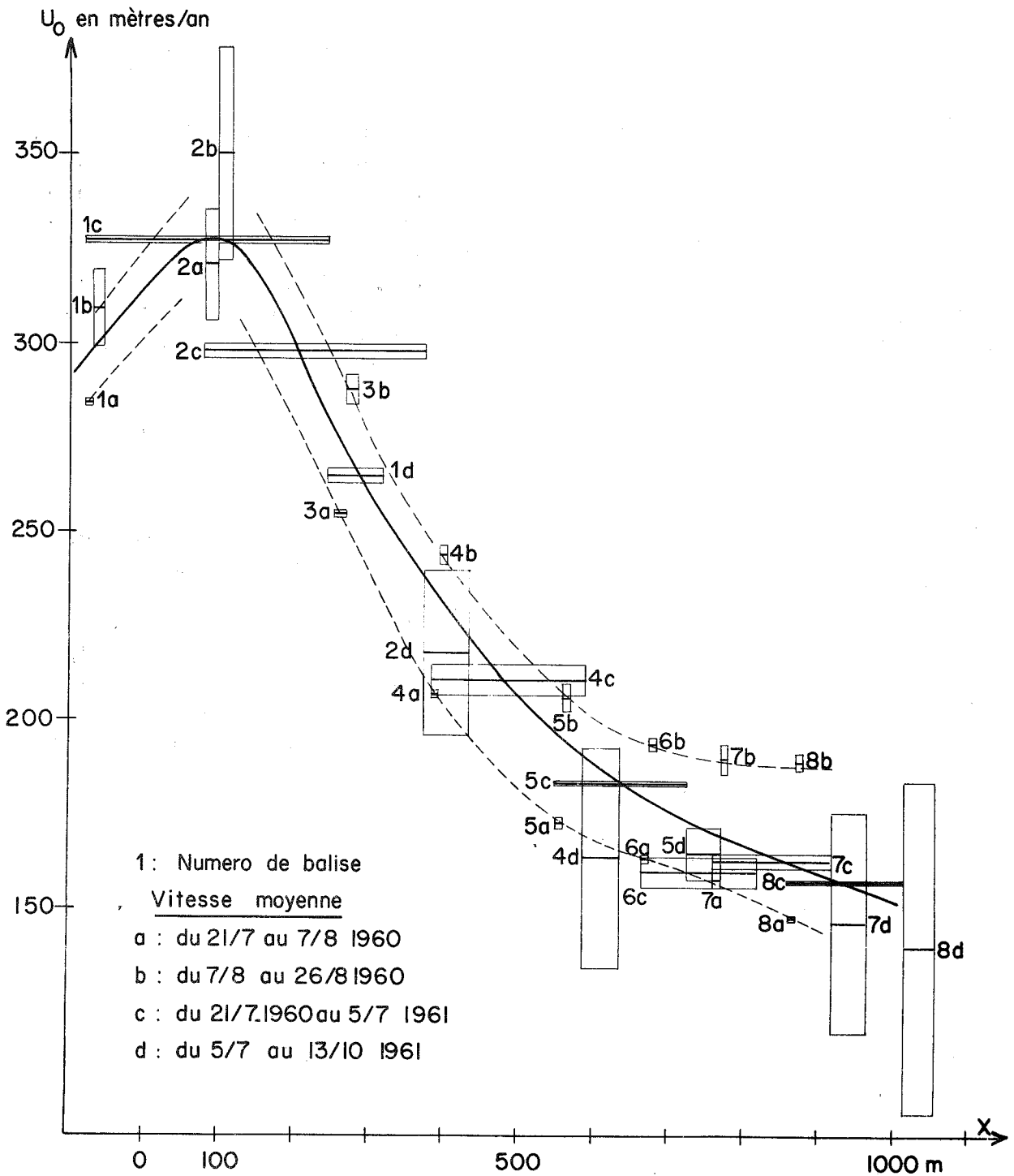


Fig. 14 - Vitesse annuelle (U_0) suivant l'axe du glacier en 1960-1961.
 L'axe des x est un axe curviligne suivant la direction du mouvement de la
 glace. ($x=0$: point d'intersection de cet axe avec $y = 100$ de la fig. 19).

Tableau 6 Déplacements et vitesses annuelles correspondantes

	Du 21. 7. 1960 au 7. 8. 1960 (17, 9 j. = 1/20,4 an)		Du 7. 8. 1960 au 26. 8. 1960 (18 j. = 1/20,25 an)	
Balise	Déplacements (m)	Vitesse annuelle (m/an)	Déplacements (m)	Vitesse annuelle (m/an)
1	13, 91 ± 0, 08	283, 8 ± 1, 6	15, 28 ± 0, 49	309 ± 10
2	15, 75 ± 0, 7	321 ± 1, 4	17, 3 ± 1, 4	350 ± 28
3	12, 50 ± 0, 04	255, 0 ± 0, 8	14, 23 ± 0, 20	288, 2 ± 4, 0
4	10, 14 ± 0, 06	206, 9 ± 1, 2	12, 05 ± 0, 13	244, 0 ± 2, 6
5	8, 47 ± 0, 08	172, 8 ± 1, 6	10, 18 ± 0, 17	206, 1 ± 3, 4
6	8, 02 ± 0, 04	163, 6 ± 0, 8	9, 57 ± 0, 08	193, 8 ± 1, 6
7	7, 75 ± 0, 10	158, 1 ± 2, 0	9, 38 ± 0, 20	189, 9 ± 4, 0
8	7, 26 ± 0, 06	148, 1 ± 1, 2	9, 36 ± 0, 12	189, 5 ± 2, 4

	Du 21. 7. 1960 au 5. 7. 1961 (350 j. = 1/1,043 an)		Du 5. 7. 1961 au 13. 10. 1961 (100 j. = 1/3, 65 an)	
Balise	Déplacements (m)	Vitesse annuelle (m/an)	Déplacements (m)	Vitesse annuelle (m/an)
1	313, 5 ± 1	327 ± 1	72, 5 ± 0, 5	265 ± 2
2	285 ± 2	298 ± 2	59, 8 ± 6	218 ± 22
3	—	—	—	—
4	202 ± 4	211 ± 4	44, 9 ± 8	164 ± 29
5	175, 8 ± 0, 5	183, 4 ± 0, 5	45, 2 ± 2	165 ± 7
6	153 ± 4	160 ± 4	—	—
7	156 ± 2	163 ± 2	40, 3 ± 8	147 ± 29
8	151, 1 ± 0, 4	157, 6 ± 0, 4	38, 3 ± 12	140 ± 44

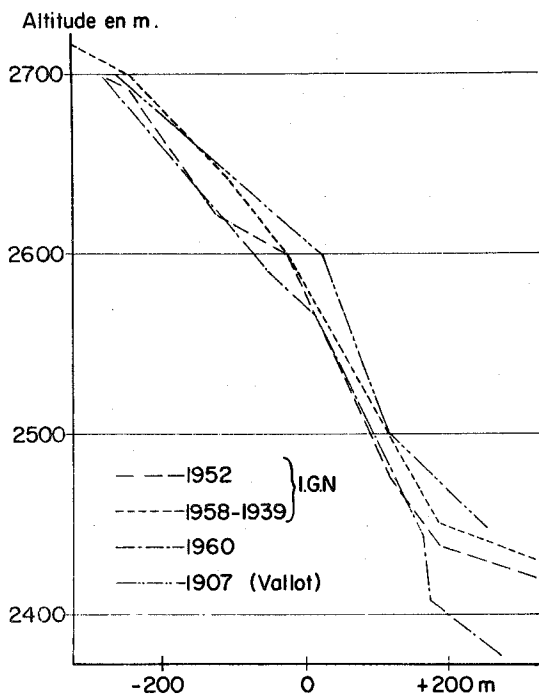


Fig. 15 - Profils à différentes époques.

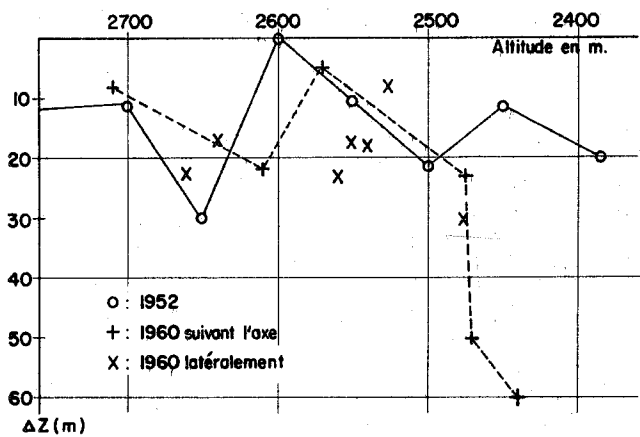


Fig. 16 - Variation du niveau de la glace en fonction de l'altitude. Niveau de référence : 1939 - 1958.

Séracs du Géant

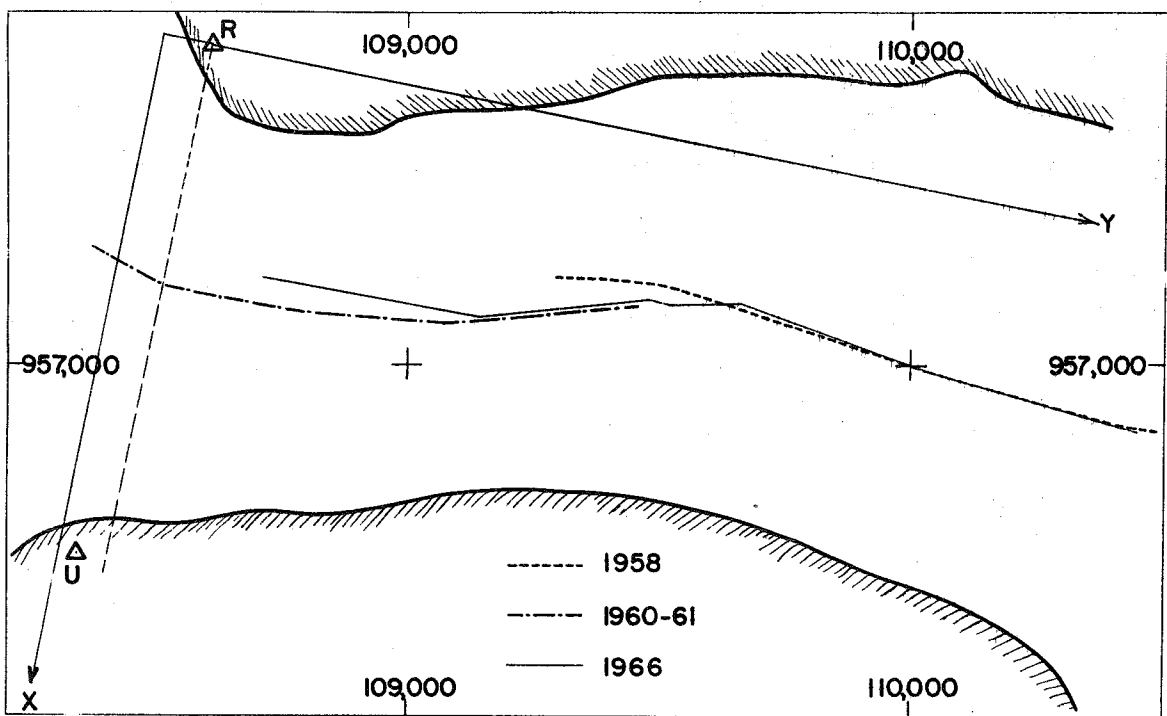


Fig. 18 - Glacier du Tacul. Coordonnées Lambert et système local de coordonnées ; profils longitudinaux de la fig. 17.

2.2 - Variations de niveau

2.2.1 - Séracs du Géant

Différents profils longitudinaux récents des séracs du Géant sont représentés sur la figure 15. Les altitudes de la surface en 1939, 1952 et 1958 sont reproduites d'après les interprétations de photographies aériennes faites par l'I. G. N. (Baussart, Carbonnell, Cazabat 1965) ; les altitudes en 1907 d'après la carte Vallot au 1/20.000.

Les variations de niveau dans la chute sont très irrégulières (fig. 16). Ceci est dû au fait que la surface du glacier est extrêmement tourmentée. La forme et la position des grandes tours de glace de plusieurs dizaines de mètres de haut changent continuellement et les altitudes ont été déterminées en des points trop espacés pour permettre une comparaison précise des différents profils.

2.2.2 - Glacier du Tacul

Outre les cartes de Vallot (1907) et de l'I. G. N. (1939 et 1958), nous disposons pour cette région de nombreux profils longitudinaux très précis. (1939, 1952, 1958, par Baussart et alt. ; levés 1960-61 (cf. fascicule II ; Travaux topo sur le Glacier du Tacul en 1960-61 par L. L. et R. V.), tachéométrie en août 1966 - Keune et Vallon -).

Les emplacements des différents profils de la figure 17 sont représentés sur la fig. 18. Le profil détaillé "ogives en 1958" de l'I. G. N. (Baussart et alt., graphique 7) n'est pas représenté sur la fig. 19, un écart notable existant entre les altitudes figurant sur ce profil et celles de la stéréominute au 1/10.000 de 1958 (tableau 7).

Tableau 7 -

Altitudes		
Stéréominute (1/10.000)	Profil "ogives"	différence
2250	2240	10 m
≈ 2235	2225	≈ 10 m
2230	2222,5	7,5 m
2220	2213	7 m
2210	2204	6 m
2200	2196,5	3,5 m
2190	2188,5	1,5 m
2180	≈ 2177	≈ 3 m
2170	2167,5	2,5 m
2160	≈ 2160	≈ 0 m

2. 2. 3 - Conclusions

La surface du glacier du Tacul s'est abaissée d'environ 2 m par an entre 1939 et 1952. Il s'est ensuite produit vers 1958 une remontée de niveau de la glace d'environ 10 mètres mais la surface est revenue très rapidement, avant 1960, au niveau précédent (1952), niveau conservé en 1966. Le glacier du Tacul a donc atteint un état d'équilibre, sa surface est stabilisée depuis une quinzaine d'années. La hausse de niveau de 1958 correspond au passage rapide d'une " vague " que nous étudierons plus bas (3).

2. 3 - Ablation aux balises

Les émergences des balises figurent sur le tableau 8. Le 21. 7 1960 il reste encore un peu de neige dans les creux (en particulier aux balises 6 et 7). La surface du glacier correspond donc à quelques décimètres près au niveau atteint à la fin de la saison d'ablation 1959. Le 5. 7. 1961 tout le glacier du Tacul est encore recouvert de neige : la surface de la glace (compte non tenu de la glace de regel) correspond à la surface à la fin de la saison d'ablation 1960.

<u>Balise</u>	<u>21. 7. 60</u>	<u>7. 8. 60</u>	<u>26. 8. 60</u>	<u>5. 7. 61</u>	<u>13. 10. 61</u>
1	1, 18	1, 93	2, 62	—	7, 41
2	1, 24	2, 03	2, 78	—	7, 15
3	1, 19	2, 05	2, 74	3, 74	7, 12
4	1, 29	2, 12	3, 02	3, 84	7, 80
5	1, 11	2, 00	2, 85	3, 75	7, 80
6	1, 20	2, 03	2, 88	3, 68	7, 39
7	1, 09	2, 10	2, 91	3, 56	7, 41
8	1, 31	2, 17	3, 10	4, 27	tombée

Tableau 8 - Emergence des balises (en mètres)

Il est donc possible d'estimer (tableau 9) l'ablation de glace vive (en négligeant la glace surimposée de regel) pour 1960 et 1961. En effet le 13 octobre on est certainement très près de la fin de la saison d'ablation 1961 : "la neige est apparue en dessous de 1500 m dès le 17 octobre (Physionomie de l'enneigement au 1er janvier 1962. E. D. F. Division technique générale, circulaire ronéo)".

Sur la figure 19 nous avons représenté la variation du bilan spécifique (ablation changée de signe) en fonction de l'altitude ainsi que la

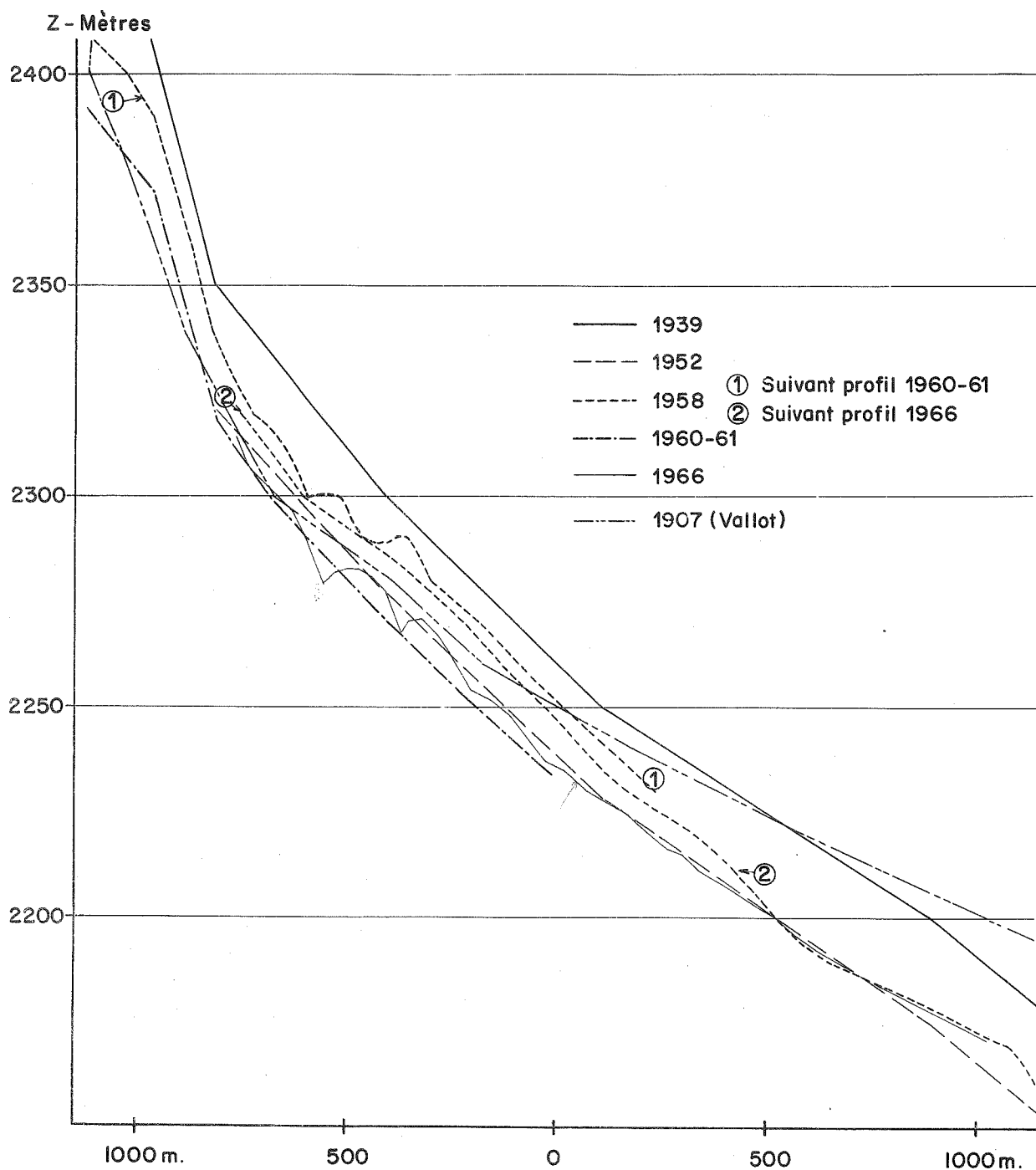


Fig. 17 - Glacier du Tacul : profils longitudinaux à différentes époques.

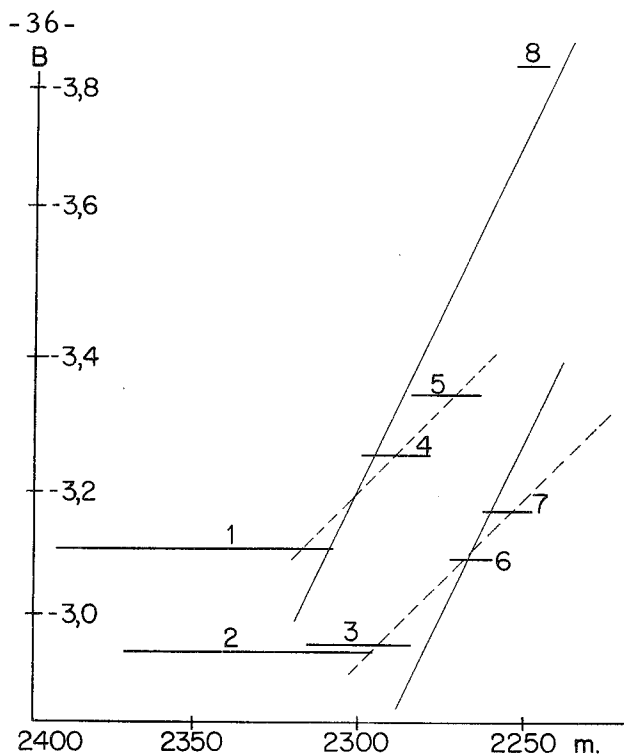
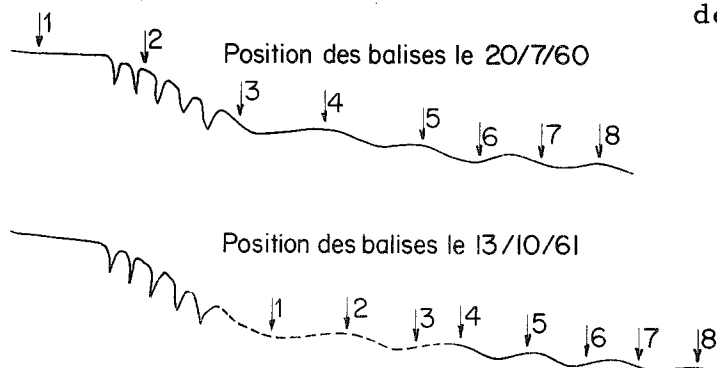


Fig. 19 - Bilan spécifique
(en mètres de glace par an)
en fonction de l'altitude et
de l'exposition (cf. texte).



position des balises par rapport aux vagues (que nous décrirons et étudierons plus bas).

Balise

1	—	—	3, 11
2	—	—	2, 95
3	2, 55	3, 38	2, 96
4	2, 55	3, 96	3, 25
5	2, 64	4, 05	3, 34
6	2, 48	3, 71	3, 09
7	2, 47	3, 85	3, 16
8	2, 96	> 4, 73	> 3, 84

Tableau 9 - Ablation de glace vive en 1960 et 1961 (en mètres de glace par année budgétaire).



Fig. 20 - Le Glacier du Tacul et les séracs du Géant

La position des balises par rapport aux vagues de la glace n'a guère variée pour les balises 4 à 8. Il y a donc eu à la même altitude une ablation moyenne sur le sommet des vagues supérieure à l'ablation dans les creux. Selon que l'on considère que la balise 8 est tombée naturellement ou a été arrachée, la différence de budget spécifique est de 25 ou 55 cm de glace par an. Dans cette région la variation moyenne du budget spécifique en fonction de l'altitude est de l'ordre de 1/100 (Lliboutry et alt. 1962 fig. 5) : la différence d'ablation entre creux et bosse serait alors de l'ordre de 40 cm de glace par an.

Dans les creux entre les vagues la glace reste très longtemps protégée de l'ablation par la neige de l'hiver. Presque toutes les années il reste encore de la neige dans les creux au milieu du mois de juillet alors que le sommet des vagues est déjà dénudé depuis près d'un mois. Le 29 août 1966 les creux entre les vagues étaient encore soulignés par des bandes de neige (fig. 20).

2. 3. 2 - Remarque

C'est seulement lorsque les vecteurs vitesses sont parallèles au sein de la masse de glace que l'émergence des balises est égale à l'ablation. En particulier lorsque la composante horizontale de la vitesse n'est pas constante le long de l'axe du glacier l'émergence des balises pourra être inférieure ou supérieure à l'ablation lorsqu'il y aura accél-

ration ou décélération vers l'aval.

Si la glace est incompressible, u , v et w étant les composantes de la vitesse suivant des axes x , y , z on doit avoir $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$

Pour un glacier de largeur constantes $\frac{\partial v}{\partial y}$ est nul et l'on a $\frac{\partial u}{\partial x} = - \frac{\partial w}{\partial z}$

Sur un glacier stationnaire w en surface est égal au budget spécifique. Si le sommet de la balise est solidaire de la glace, l'émergence sera égale à l'ablation mais si c'est la base de celle-ci qui est scellée dans la glace l'émergence sera : ablation $\pm \frac{\partial u}{\partial x}$.longueur de la balise.

Les balises d'ablation du glacier du Tacul se trouvant dans une région où $\partial u/\partial x$ variait de -1 à -0,1 environ cet effet aurait pu être énorme sur des balises enfouies de 5 à 7 mètres la première année.

Mais on a en réalité des balises constituées de 4 tronçons de 2 m réunis par une chaînette d'une dizaine de centimètres de long ; deux lames de ressort constituant un ancrage à la base de chaque élément de 2 mètres.

Dans un premier temps les chaînettes se sont tendues et les émergences auraient dû être rapportées à une balise de 8,3 m et non 8 m. Ensuite les ancrages des différentes balises ont certainement eu des comportements identiques, aucune variation vraiment incohérente de l'ablation n'ayant été observée d'un point à l'autre mais il est fort peu probable que les ancrages les plus proches de la surface furent les plus solides : l'ablation réelle est certainement plus forte que les valeurs figurant sur le tableau 8 (du moins pour l'été 1960).

3 - Dynamique du glacier

3.1 - Théories

3.1.1 - Hypothèses

Toutes les solutions existant actuellement qui tentent de décrire mathématiquement le mouvement des glaciers sont valables si :

1) Les termes d'inertie sont négligeables, c'est-à-dire le mouvement du glacier régulier.

2) La glace est macroscopiquement isotrope. Or, même à l'échelle du glacier c'est là une approximation très grossière.

a) lorsque la texture feuilletée de la glace est très développée une véritable schistosité apparaît. La glace est suffisamment anisotrope pour que l'on observe des décalages, parallèlement à la trace de certains feuillets, de quelques crevasses récemment ouvertes. Dans ce cas déviateur des contraintes et tenseur des déformations n'ont que rarement les mêmes éléments de symétrie, la foliation semblant (du moins en surface) être une texture "morte" entraînée passivement par le mouvement de la glace.

b) si la recristallisation est conditionnée par les contraintes la texture cristalline a les mêmes éléments de symétrie que le déviateur des contraintes (loi de Curie) ; il en est de même pour le tenseur des déformations mais celui-ci n'est alors certainement pas proportionnel au déviateur des contraintes.

3) Des trois invariants du tenseur des contraintes (pression hydrostatique, cission effective et "contrainte uniaxiale effective") et du tenseur des vitesses de déformation (variation de volume, vitesse de cisaillement effective et "3^e invariant ") on ne retient que les 2^e invariants : cission effective et vitesse de cisaillement effective.

En négligeant l'influence du premier invariant, on admet que la glace est incompressible, et le fluage indépendant de la pression hydrostatique - vrai selon Rigsby (1958) -.

On a proposé plusieurs lois expérimentales reliant la cission effective (τ) à la vitesse de cisaillement effective ($\dot{\gamma}$).

La loi de Gleen $\dot{\gamma} = B\tau^n$

La loi de Meier $\dot{\gamma} = a \tau + b \tau^{4,5}$

La loi de Wakahama $\dot{\gamma} = B (\tau - \tau_c)^3$

(a, b, B, n et τ_c étant des constantes)

La loi de Gleen, plus facile à manipuler est généralement choisie.

Même avec ces hypothèses le problème de l'écoulement de la glace est encore trop compliqué dans le cas général et des solutions n'ont été données que pour 2 cas simples : problème plan et vitesses parallèles.

3. 1. 2 - Problème plan

On décrit le glacier dans un système de coordonnées : 0x parallèle à la ligne de plus grande pente de la surface, 0y horizontal, perpendiculaire à 0x et 0z perpendiculaire à la surface. On suppose la vitesse indépendante de y (valable pour un glacier infiniment large).

1) Solution de Nye (1957) valable pour un glacier d'épaisseur uniforme et pour lequel contraintes (et températures) ne dépendent que de z. Vitesses et contraintes, dans le cas d'un fluage de Nye, peuvent être calculées pour une loi de déformation de la glace quelconque (cf. Lliboutry 1965 chap. XV).

2) Dans le cas où les contraintes dépendent de x, c'est-à-dire lorsque la pente superficielle et l'épaisseur varient avec x il n'est plus possible de décrire le mouvement en adoptant une loi de déformation compliquée. Lliboutry (1965 p. 592-594) a proposé une solution pour un corps visqueux newtonien, (solution plus générale que celle de Weinberg (1906), mais moins que celle donnée récemment par Choumsky). La viscosité de la glace peut varier d'une région à l'autre. On étudie alors la dynamique de chaque région en supposant la viscosité constante.

3. 1. 3 - Vitesses parallèles

Les composantes de la vitesse suivant 0y et 0z sont supposées nulles.

1) solution proposée par Somigliana (1925) en admettant la viscosité constante. Cette solution permet de déterminer les isotachytes en profondeur connaissant leur trace en surface.

2) Nye (1965) a calculé contraintes et vitesses pour un corps à température uniforme dont la vitesse de déformation est proportionnelle au cube de la contrainte (loi de Gleen) s'écoulant dans des canaux de forme variée (rectangulaire, elliptique, parabolique) mais de section constante, sans glissement sur le lit.

3.2 - Application à la région étudiée

3.2.1 - Séracs du Géant

3.2.1.1 - Epaisseur au sommet

Au sommet de la chute la composante horizontale de la vitesse est de l'ordre de 850 m par an. La pente superficielle étant de 0,4 à 0,5 (22 à 26°) la vitesse de la glace en surface est de l'ordre de 950 m par an. Dans cette région (2.700 m d'altitude) on est très près de la ligne d'équilibre et le flux de glace ($\bar{\Phi}$) est d'environ 35 hm³/an (Lliboutry et alt. 1962). En supposant l'épaisseur (h) constante sur toute la largeur (l = 1.100 m) on peut écrire :

$$\bar{\Phi} \text{ (vitesse moyenne)} \times h = \frac{\bar{\Phi}}{l} = 3,2 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{an}$$

Si l'on suppose le glacier large devant son épaisseur et les conditions du fluage de Nye réalisées on a pour une loi de déformation $\dot{\gamma} = B \tau^n$, avec u_0 = vitesse superficielle et $\text{tg } \alpha$ pente de la surface.

$$\bar{u} = u_0 - B (\rho g \sin \alpha)^n \frac{h^{n+1}}{(n+1)(n+2)} \quad (\text{Lliboutry 1965 p. 575})$$

soit avec : $u_0 = 950$; $B = 0,164$; $n = 3$; $\rho g = 0,087$; $\sin \alpha = 0,5$
(en utilisant comme unités le bar, l'année et le mètre)

$$950 h - 6,73 \cdot 10^{-7} h^5 - 32000 = 0$$

Cette équation possède deux solutions réelles positives : $h_1 = 33,8$ m
 $h_2 = 184$ m

Pour la première solution le glacier glisse sur son lit pratiquement sans se déformer ; pour la deuxième toute la vitesse est due à la déformation de la glace.

Il est fort probable que dans cette région le mouvement soit presque uniquement dû au glissement sur le lit. En effet le frottement contre le lit $f = \rho g h \sin \alpha$ est pour $h = 33,8$ de 1,47 bar ; pour $h = 184$ m $f = 8,0$ bar.

Une tension de cisaillement de 8 bars est fort peu concevable à la base d'un glacier. En effet si le glacier ne glisse pas sur son lit il ne peut être retenu par les protubérances que si la pression contre celles-ci n'excède pas la force nécessaire à l'écrasement (dislocation) de la glace.

c'est-à-dire :

$f \times \lambda \leq \sigma_c \times a$ (c'est la formule du frottement selon Koechlin (1944) avec a = taille des protubérances, λ = espacement de celles-ci et σ_c = charge d'écrasement de la glace.

$$\text{soit } \frac{f}{\sigma_c} \leq r \text{ (rugosité} = \frac{a}{\lambda} \text{)}$$

Pour la glace σ_c est de l'ordre de 14 à 18 bars (Butkovich 1954),
 soit pour $f = 8,0 \text{ bar}$ $r \geq 0,50$
 Ceci est la rugosité d'une scie et non pas celle d'un lit de glacier.

3.2.1.2 - Frottement contre le lit

En réalité, dans la chute le frottement n'est pas $f = \rho gh \sin \alpha$;
 les contraintes variant rapidement suivant x on ne peut pas négliger le

terme en $\frac{\partial \sigma_x}{\partial x}$ dans l'équation d'équilibre, et il faut écrire (toujours pour

le problème plan vertical) :
$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} = \rho g \sin \alpha$$

(σ_x = contrainte parallèle à Ox , τ_{xz} tension de cisaillement dans un plan $z = \text{constante}$.)

soit contre le lit $(\tau_{xz})h = f = \rho gh \sin \alpha -$

Or $\sigma_x = p - 2 \eta \frac{\partial u}{\partial x}$

(p = pression hydrostatique = $\frac{\sigma_x + \sigma_z}{2}$, η = viscosité = $\frac{6,1}{\tau^2}$ avec la loi de déformation adoptée plus haut).

Le terme $\frac{\partial \sigma_x}{\partial x}$ est calculable en surface en effet :

pour $z = 0$ $\tau_{xz} = 0$, $\sigma_z = H$ (pression atmosphérique)

$$\sigma_x - H = - \frac{2 \times 6,1 \times 4}{(\tau_x - H)^2} \frac{\partial u}{\partial x} = - 3,65 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^{\frac{1}{3}}$$

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} = - 3,65 \times \frac{1}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) - \frac{2}{3} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} \text{ est du signe de } \left(- \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right)$$

or dans la chute $\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$ est positif (en surface la vitesse diminue de moins en moins rapidement vers l'aval), cela signifierait, en supposant $\frac{\partial \sigma_x}{\partial x}$ constant sur une verticale, que $f > \rho gh \sin \alpha$ c'est-à-dire que la chute de glace est une zone frein.

En réalité l'ensemble de la chute est une zone motrice ($f < \rho gh \sin \alpha$) prenant appui (poussant) sur la région de la salle à Manger. On doit donc avoir un $\frac{\partial \sigma_x}{\partial x}$ moyen positif : en profondeur la vitesse doit diminuer de plus en plus rapidement vers l'aval.

En effet l'épaisseur augmentant la déformation de la glace constitue une partie de plus en plus importante de la vitesse :

$$u_0 - u_b = B(\rho g \sin \alpha)^n \frac{h^{n+1}}{(n+1)(n+2)}$$

soit $u_0 - u_b \propto h^4$ et $\frac{\partial^2 u_b}{\partial x^2}$ est négatif.

3. 2. 1. 3 - Viscosité de la glace

En surface les contraintes se réduisent à une compression longitudinale pure.

$$\text{soit } \tau = \frac{\sigma_x - H}{2}$$

soit avec la loi de Gleen $\tau = \frac{3,65}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^{\frac{1}{3}}$ (cf. 3. 2. 1. 2)

$$\text{et } \eta = 1,83 / \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^{\frac{2}{3}}$$

Dans la partie amont de la chute $\partial u / \partial x$ est de l'ordre de 1 soit $\eta \approx 1,83$ baran (1 baran $\approx 3,15 \cdot 10^{13}$ poises).

Au pied de la chute $\partial u / \partial x$ a diminué et n'est plus que de l'ordre de 0,1 soit $\eta \approx 8,5$ baran.

3. 2. 1. 4 - Conclusion

L'étude de la dynamique de la chute de glace peut donc difficilement être abordée théoriquement même avec une loi de déformation simple. Comme on ne peut supposer la viscosité constante pour toute la chute il faudrait découper celle-ci en tronçons pour lesquels $\partial \sigma_x / \partial x$ étant fonction de z u serait fonction de $x^2 z$. Il faudrait donc représenter les vitesses par une fonction de la forme générale $ax^3 + bx^2z + cxz^2 + dz^3$ ce qui est passablement plus compliqué que les représentations quadratiques proposées par Lliboutry (1965 p. 592-594). Pour déterminer tous les coefficients d'une telle fonction il faudrait connaître les vitesses en de très nombreux points, régulièrement répartis sur toute la surface de la zone à étudier.

3. 2. 2 - Glacier du Tacul

3. 2. 2. 1 - Rupture de pente à l'aval de la salle à Manger

On peut prendre comme profil transversal à ce niveau une demi ellipse avec $a = 300$ m et $b = 850$ m (a et b axes principaux de l'ellipse).

La vitesse au centre due à la déformation est selon Nye (1965) :

$$u_0 = U_0 \times a B (\rho g a \sin \alpha)^3$$

avec $U_0 = 0,03125$ pour $b/a = 1$ et $0,0891$ pour $b/a = 2$.

Dans notre cas $b/a \approx 1,4$ soit $U_0 \approx 0,05$

$u_0 = 0,05 \times 300 \times 0,164 (0,088 \times 300 \times 0,2)^3 \approx 360$ m/an soit la valeur de la vitesse en surface : dans cette région le glacier ne glisse certainement pas sur son lit.

3.2.2.2 - Glacier du Tacul

Au niveau de la balise 8 le profil transversal est un demi cercle de rayon $R = 340$ m ; $\sin \alpha = 0,09$. En admettant que les vitesses sont parallèles ($\partial u / \partial x$ a beaucoup diminué, la section est à peu près constante sur quelques centaines de mètres et l'ablation est faible comparée à la vitesse) et que les contraintes possèdent une symétrie de révolution la vitesse due à la déformation est :

$$U_0 = B \left(\frac{\rho g \sin \alpha}{2} \right)^n \frac{R^{n+1}}{n+1} \quad (\text{Lliboutry 1965 p. 576})$$

soit environ 35 m par an. La vitesse superficielle étant de l'ordre de 160 m/an, le glacier glisse sur son lit avec une vitesse d'environ 125 m par an.

3.2.2.3 - Conclusion

Ainsi pendant que la vitesse diminue en surface elle augmente au voisinage du lit. Il nous est donc à nouveau impossible d'appliquer à cette région des solutions connues : $\partial u / \partial x = f(z)$ entraîne pour un glacier de largeur constante $\partial w / \partial z = f(z)$ soit $w = f(z^2)$; possibilité non envisagée jusqu'à présent.

3.3 - Ondes cinématiques

Une région de glacier où l'épaisseur est supérieure à la valeur d'équilibre a une vitesse accrue. Elle comprime la région située à l'aval et étire celle qui se trouve à l'amont. Ceci produit un déplacement de la région épaissie plus rapide que le mouvement de la glace. (cf. Lliboutry 1965 p. 653).

C'est certainement au passage d'une telle vague que sont dues les rapides variations de niveau observées entre 1952 et 1958, 1958 et 1960.

En effet entre 2.250 et 2.700 m d'altitude l'ablation fait disparaître, en moyenne, environ 5 hm^3 par an or plus de 20 hm^3 de glace ont quitté cette région entre 1958 et 1960. A cette altitude une variation, même exceptionnelle du bilan spécifique est incapable de rendre compte de la disparition d'un tel volume (budget spécifique > -10 m de glace par an, deux

années de suite).

Une diminution brusque du débit au sommet de la chute de glace, fin 1958, n'aurait provoqué d'amincissement que jusqu'à la salle à Manger.

La vitesse de cette vague était considérable. En 1958 son front se trouve à la confluence des Glaciers du Tacul et de Leschaux, son extrémité plus de 4 ou 5 km à l'amont (cf. Baussart et alt. 1965, fig. 5). En 1960 toute la vague a déjà dépassé le glacier du Tacul, la baisse de niveau entre 1958 et 1960 est uniforme jusqu'au niveau du confluent selon la topographie faite à l'occasion de la campagne sismique.

Cette vitesse (> 2000 ou 3000 m par an) est supérieure aux valeurs communément admises pour la vitesse d'une onde cinématique (≈ 4 fois la vitesse de la glace) mais selon Lliboutry (1967) cette valeur ($c \approx 4 u_0$) correspond au cas de chenaux sous glaciaire à la pression atmosphérique. Lorsque ceux-ci sont en charges ou ennoyés les fonctions reliant la vitesse à l'épaisseur sont beaucoup plus complexes (la pression dans les chenaux intervient) et la vitesse des ondes peut être comprise entre la vitesse de la glace et l'infini.

4 - Les bandes de Forbes

4.1 - Description

4.1.1 - Les vagues du glacier du Tacul.

Au pied de la chute de séracs du Géant un replat d'environ 400 m de long (la Salle à Manger) est suivi d'une rupture de pente au pied de laquelle apparaissent une série d'ondulations de la surface de la glace. Cinq ou six vagues en forme de redan à concavité tournée vers l'amont sont toujours nettement visibles. Au début de l'été, lorsque les sillons entre les vagues sont encore soulignés par des bandes de neige de l'hiver on devine des ondulations de la surface sur presque tout le glacier du Tacul (soit une quinzaine de vagues dont la hauteur diminue progressivement vers l'aval). Sur le profil longitudinal relevé par tachéométrie en août 1966 (fig. 18) les vagues visibles avaient successivement, de l'amont vers l'aval 7, 10, 7, 3, 1, 5 et 1 m de haut. Au delà la neige qui restait dans les creux masquait les ondulations de la surface de la glace. La longueur d'onde des ondulations est sensiblement égale à la vitesse de la glace.

4.1.2 - Les chevrons

Plus bas apparaît une série d'arcs alternativement clairs et sombres que l'on peut suivre jusqu'au niveau du Montenvers. De forme parabolique, leur concavité étant dirigée vers l'amont, les zones claires et sombres ont approximativement la même largeur.

Le mouvement du glacier, plus rapide au centre qu'à proximité des berges, donnant une allure parabolique à tout accident de la surface initialement plus ou moins transversal il ne faut pas confondre les chevrons avec :

1) les ogives de la foliation dessinant en surface une série d'arcs emboîtés extrêmement serrés (feuilletés de quelques centimètres à quelques décimètres de large).

2) l'émergence de strates sédimentaires. Dans ce cas les zones sombres (neige ayant passé l'été à proximité de la surface) sont généralement beaucoup plus minces que les zones claires.

Les chevrons non associés à des vagues (c'est-à-dire à une

chute de séracs (cf. 4. 3)) peuvent avoir différentes origines :

1) strates sédimentaires (chevrons du glacier d'Aletsch, Alaskan bands de Fischer).

2) auréoles de fusion (Lliboutry 1964 p. 386). Lorsque la ligne d'équilibre est plus basse que la ligne de névé, c'est-à-dire lorsque il se forme chaque année une couche de glace de regel la limite aval de celle-ci est soulignée par de la cryoconite (poussière apportée par le vent). Si la pente de la surface est faible il apparaît une série de chevrons plus ou moins nets (glacier de Saint Sorlin).

3) strates sédimentaires exceptionnelles correspondant à des retombées de poussières volcaniques (décrites par Lliboutry (1957) en Patagonie).

Toutes ces bandes n'ont pas la régularité des véritables bandes de Forbes. Les auréoles de fusion disparaissent rapidement vers l'aval lorsque toute la glace de regel a fondu. Les strates sédimentaires, initialement très minces et souvent irrégulières vont en s'élargissant rapidement (cf. Lliboutry 1957, fig. 4) et le glacier devient uniformément recouvert, de plus en plus sombre alors que les chevrons sombres des véritables bandes de Forbes de la Mer de glace sont de largeur constante et disparaissent au voisinage du front.

4. 2 - Interprétations proposées

4. 2. 1 - Des vagues

1) Vagues de pression

C'est Forbes (1845) qui signala le premier l'existence des chevrons de la Mer de Glace et des vagues du glacier du Tacul. Il reconnut l'origine annuelle des vagues et l'attribua à un écoulement plus rapide de la glace en été. Cette opinion partagée par Streiff-Becker (1952) fut reprise par Haefeli (1951) : une augmentation de la vitesse de glissement du glacier sur son lit due à la présence d'eau de fonte en été provoque un gonflement à l'aval de la zone accélérée (fig. 21). Dans l'exemple choisi par Haefeli (glacier du Mont Collon) c'est en réalité un creux qui doit se former chaque été au pied de la chute, l'accélération estivale (juillet) ayant semble-t-il lieu dans la langue terminale.

2) Anciennes falaises de glace.

Pour Tyndall (1876) le glacier se fragmente en grands blocs pour franchir la chute et au pied de celle-ci les grandes arêtes transversales s'estompent mais ne disparaissent pas complètement ; les vagues ne seraient donc pas forcément annuelles. Cette explication est reprise par Hashimoto, Shimizu et Nakamura (1966) qui pour obtenir la formation d'une seule vague par an invoquent l'accélération estivale donnant un creux plus prononcé chaque été. Rappelons à ce propos que Lliboutry (1958) a observé

des ondulations de la surface des premières vagues au pied d'une chute de glace (Glacier Universidad).

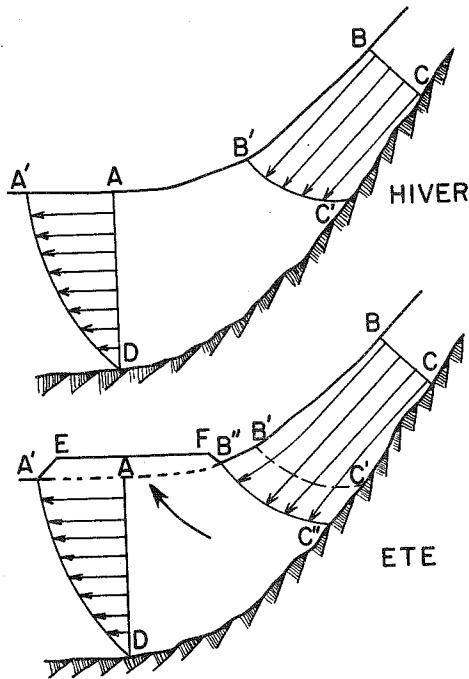


Fig. 21 - Origine des vagues selon Forbes (et autres).
Le volume de la vague A'EFB'' est égal à la variation du flux de glace B'B''C''C'.

3) Jeu de l'ablation

Un autre processus de formation des vagues a été proposé par Nye (1958) : les vagues sont créées par le jeu de l'accumulation et de l'ablation dont les effets sur le glacier sont accentués lorsque celui-ci est très étiré dans une chute de glace ; il vérifia que ce processus expliquait quantitativement la formation des vagues de l'Austerdalsbreen.

4. 2. 2 - Des chevrons

1) Poussières superficielles.

a) en relation avec la topographie.

Pour Tyndall (1876) et Lliboutry (1957) c'est l'accumulation de la boue dans les creux entre les vagues qui provoque l'apparition des chevrons, lesquels subsistent lorsque les vagues disparaissent.

b) en relation avec la texture et la topographie. Selon Lliboutry (1956) les bandes bleues se salissent plus facilement et émergent plus nombreuses sur les flancs aval (envers) en outre sur les flancs amont (adret) la cryoconite se cache dans des trous de fonte : les bandes brunes apparaissent donc sur le flanc aval des vagues pour un glacier de l'hémisphère Nord qui s'écoule vers le Nord comme la Mer de Glace. Mais dans ce cas les bandes brunes disparaîtraient en même temps que les vagues.

c) en relation avec la texture

Sur l'Antler glacier les chevrons sombres apparaissent au sommet des vagues. Hashimoto et alt. (1966) pensent que le sommet des vagues (et leur flanc aval) sont soumis à des cisaillements intenses provoquant l'apparition de glace bleue bien feuilletée. Pour ces auteurs les chevrons sont uniquement dûs à la capacité qu'a la glace bleue de capter plus facilement les poussières que la glace blanche.

2) Poussières profondes

D'autres glaciologues ne tenant pas compte de l'existence des vagues attribuent aux chevrons une origine sédimentaire.

a) provenant de la zone d'accumulation

Sur le glacier d'Aletsch la répartition des pollens emprisonnés par la glace (Vareschi (1942) semble indiquer que l'on retrouve dans les chevrons la structure du névé non détruite ; les bandes sombres correspondant à la neige exposée en surface au printemps et à l'automne.

b) acquises dans la chute

Pour franchir la chute de séracs la glace se déploie en une mince couche très crevassée et King et Lewis (1961) constatent que cela doit entraîner en été :

- grossissement des cristaux
- accumulation de débris et poussières
- apparition d'eau dans les crevasses qui en regelant donnera de la glace bleue.

alors qu'en hiver :

- protégé des variations de température par la neige les cristaux ne grossissent pas.
- Il n'y a pas de poussières
- les crevasses se remplissent de neige.

Ainsi la glace passant l'été dans la chute donnera une ogive sombre car elle est riche en glace bleue (glace non bulleuse) d'albedo plus faible que la glace bulleuse et l'ablation fait apparaître les poussières emprisonnées.

c) Synthèse

Selon Fisher (1949) il existe deux sortes de chevrons : les chevrons du type Alaska (!) où il n'y a pas destruction de la structure initiale du névé et les bandes de Forbes dont les bandes claires correspondent au remplissage par la neige de crevasses se trouvant au sommet d'une chute de séracs.

4.3 - Origine et disparition des vagues du Glacier du Tacul

4.3.1 - Origine

Il ne semble pas exister de variation saisonnière de la vitesse du glacier du Tacul (2.1.2) et nous ne connaissons le mouvement dans la chute de glace qu'entre deux dates : il nous est donc impossible de vérifier

si l'hypothèse de Forbes -Streiff-Becker-Haefeli permet de rendre compte des vagues.

Les vagues ne sont certainement pas les reliques des grandes arêtes de glace apparaissant dans la chute (Tyndall, Hashimoto et alt.). Dans la partie amont de la Salle à Manger il existe bien une série d'ondulations de la surface ayant cette origine mais ces vagues disparaissent très rapidement (fig. 22). En outre elles sont loin d'être annuelles : on en voit 4 dans une région que la glace franchit en 6 mois environ.

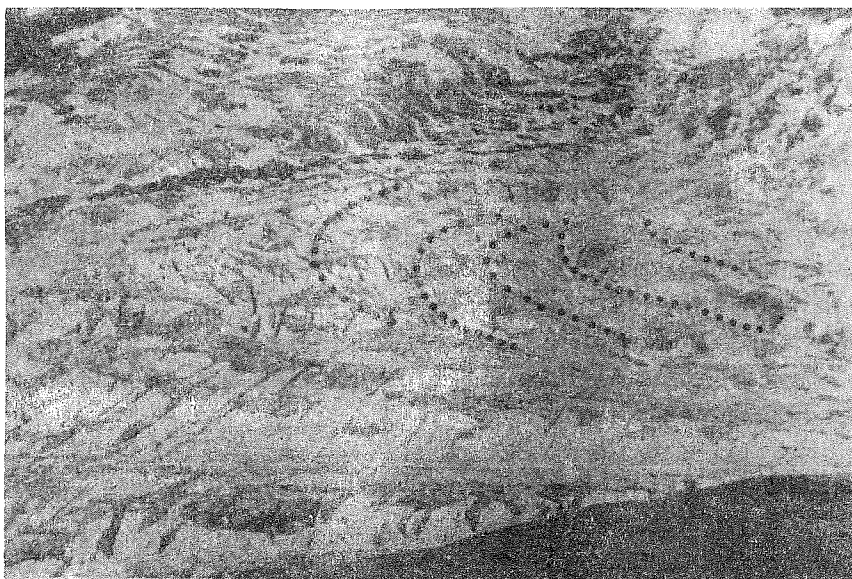


Fig. 22 - La Salle à Manger depuis le refuge du Requin
Anciennes "marches d'escalier" de la chute de glace.
Creux soulignés par des pointillés. Le tronçon de glacier
convert par le champ de la photo a environ 500 m de long.

La vitesse dans les séracs du Géant étant connue (2. 1. 1), la valeur du bilan spécifique pouvant être raisonnablement interposée entre 2. 400 m (4, 0 m en 1960-1961) et 2. 800 m (ligne d'équilibre moyenne) cherchons à vérifier la théorie de Nye. Le glacier étant très étiré pendant le passage de la chute, l'ablation qui est proportionnelle à la surface exposée va faire disparaître une fraction importante du volume de la glace qui passe pendant l'été. Cela va entraîner une variation saisonnière du flux de glace passant au pied de la chute. Si l'on admet qu'il n'y a pas de variation saisonnière de la vitesse du glacier c'est-à-dire si le flux Φ est seulement fonction de l'épaisseur h et de la vitesse u - soit :

$\Phi(x, t) = h(x, t) \times u(x)$ - une variation de flux va se traduire par une variation saisonnière de l'épaisseur du glacier - $(\frac{\partial \Phi}{\partial t})_x = (\frac{\partial h}{\partial t})_x \times u(x)$ - en un point soit, suivant l'axe des x , une série d'ondulations de la surface d'autant plus nettes que la vitesse diminue.

Evidemment les séracs du Géant sont franchis en près d'un an et non pas en une saison mais la date de passage d'une section au sommet de la chute, c'est-à-dire dans la zone la plus amincie peut jouer un rôle. Les données nécessaires au calcul de $\partial \Phi$ (tableau 9) sont réunies sur la figure 23. Le calcul a été fait en supposant qu'il y a ablation de glace vive du 1er juin au 30 septembre entre 2.450 et 2.400 m d'altitude, du 1er juillet au 30 septembre entre 2.450 et 2550 m, du 1er août au 30 septembre entre 2.550 et 2.700 m, du 1er au 30 septembre au-delà de 2.700 mètres.

Tableau 9 -

Date d'arrivée au sommet de la chute	% du volume de glace disparaissant
1 janvier	2,5
1 mars	3,3
1 avril	3,3
1 mai	3,3
1 juillet	2,5
1 septembre	1,9
1 octobre	1,0
1 novembre	1,7

Ainsi lorsqu'elle arrive à la Salle à Manger (dès que l'épaisseur atteint 200 m le phénomène ne joue pratiquement plus aucun rôle ; en particulier la rupture de pente à l'aval de la Salle à Manger n'intervient pas) une tranche de glace ayant passé au sommet de la chute le premier avril aura perdu environ 2,3 % de son volume de plus que la section qui arrive au sommet le 1er octobre.

Sur le glacier du Tacul où l'épaisseur moyenne est de 400 mètres cette différence de volume va se traduire par une variation d'épaisseur de 9 mètres soit l'ordre de grandeur des 2 premières vagues (7 m, 10 m).

Nous avons représenté sur la figure 24 les 3 premières vagues du glacier du Tacul et le profil des vagues selon Nye (avec $h = 350$ m pour la première vague et $h = 400$ m pour la 2e et la 3e vague). Bien que les deux

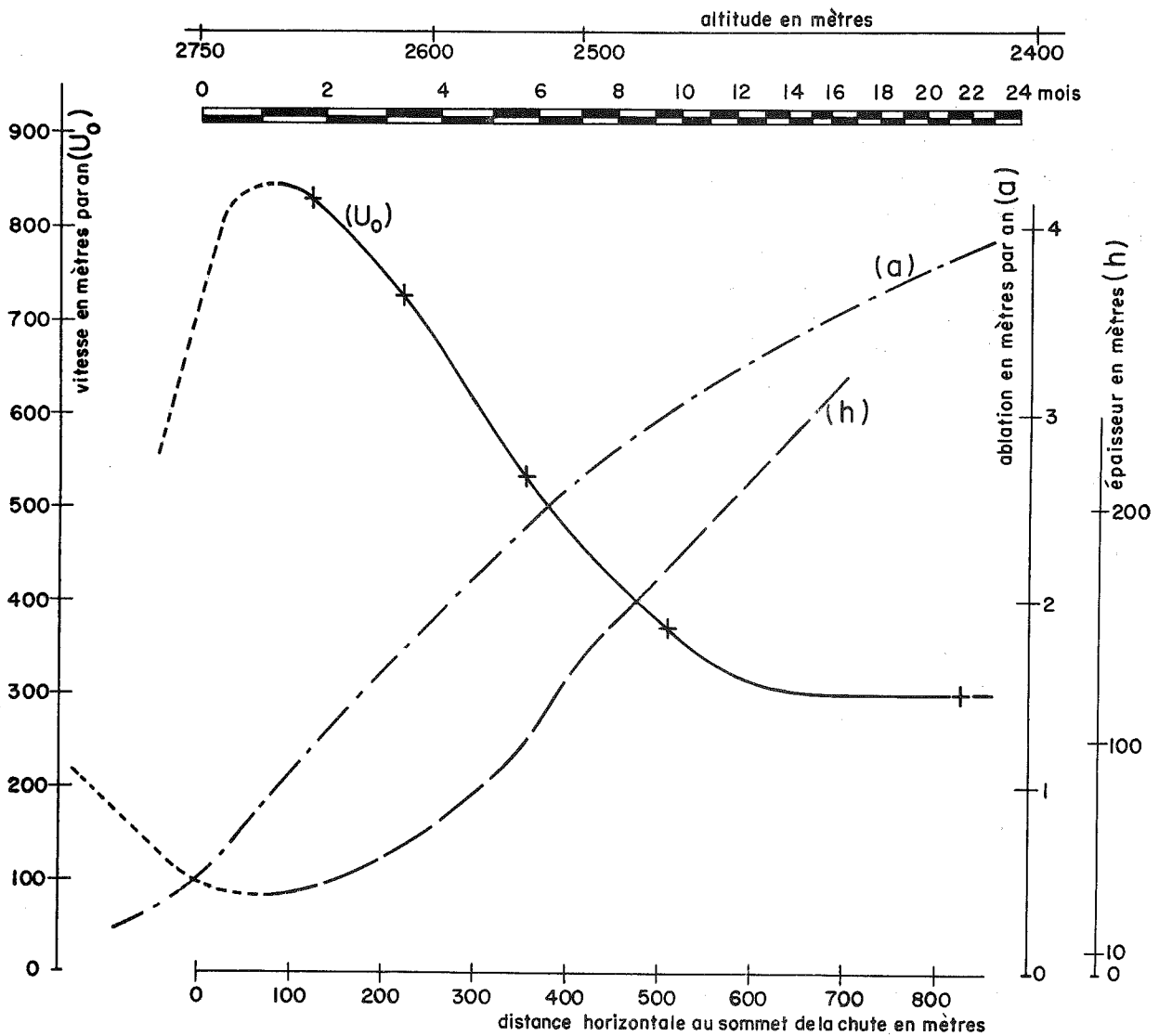


Fig. 23 - Vitesse, ablation et épaisseur de la glace dans la chute.

N. B. u_0 = projection du vecteur vitesse sur un plan horizontal.

profils soient sensiblement différents le processus de Nye rend compte de manière fort acceptable de la hauteur des vagues.

La seconde vague est évidemment beaucoup plus grosse que prévue. Mais elle s'est formée dans les séracs d'avril 1962 à avril 1963. Or il y

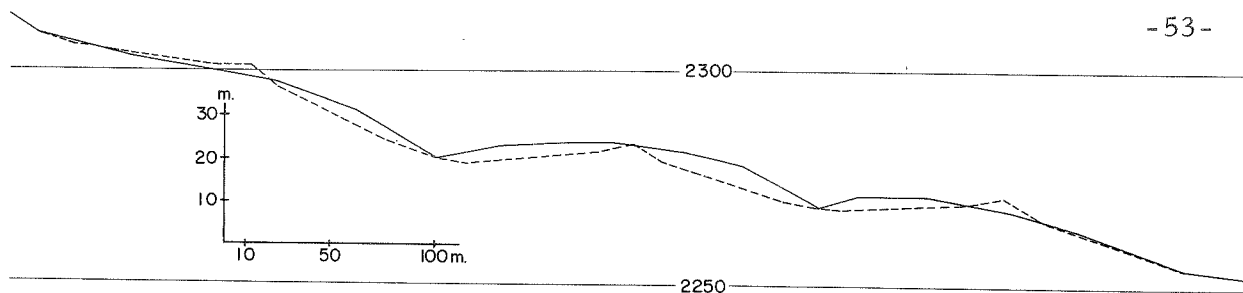


Fig. 24 - Vagues réelles le 29 août 1966 (trait) et vagues selon la théorie de Nye (pointillé)

a eu des précipitations importantes en avril 62 dans les Alpes du Nord (supérieures de 50 à 80 % à la normale selon E. D. F.) ; l'été 1962 fut semble-t-il à peu près moyen mais compte tenu de l'excès des précipitations la ligne d'équilibre fut peut-être en 62 plus basse qu'en moyenne ce qui expliquerait l'allure gonflée de la partie aval de la vague.

Le gonflement de la partie amont des 2e et 3e vagues est normalement explicable : on rencontre sur le flanc amont des vagues une série de filons de glace extrêmement blanche (fig25) provenant de la transformation de la neige tombée dans les crevasses. Il en existe en moyenne une

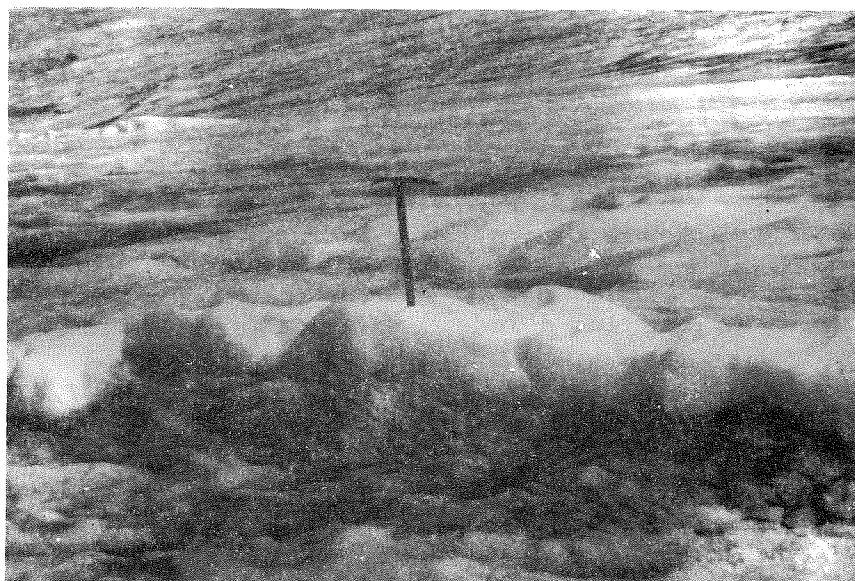


Fig. 25 - Filon de glace d'injection.

dizaine ayant environ 50 cm d'épaisseur. Ces lits disparaissent dans la partie aval du glacier du Tacul, soit au bout d'une dizaine d'années. Ils se prolongent donc sur une quarantaine de mètres (le budget spécifique étant d'environ - 4 m de glace) et représentent un excès de volume pour la partie amont de la vague de $40 \text{ m}^2 \times 0,5 \text{ m} \times 10 = 200 \text{ m}^3$ (sur une section de 1 m de large). Le volume de la glace entre la surface et le lit (pour la même largeur) est de $400 \text{ m}^2 \times 90 \text{ m} = 36.000 \text{ m}^3$. Il y a donc pour le flanc amont une modification du bilan spécifique de l'ordre de 0,5 à 0,6 % (que nous n'avons pas fait intervenir) qui exhausse la partie amont de la vague de 2 à 2,5 m soit la différence observée.

4.3.2 - Disparition

Une fois formées les vagues s'atténuent très rapidement, la différence de budget spécifique entre creux et bosse (0,4 m par an, cf. 2.3) n'expliquant d'ailleurs qu'en partie leur disparition : si l'on ne tient pas compte de la première vague, encore mal formée (épaisseur du glacier trop faible), les vagues ont successivement 10, 7, 3, 1,5 m. Un autre phénomène intervient donc certainement.

Les ondulations de la surface créent des anomalies dans la répartition des contraintes. En effet écrivons les conditions d'équilibre d'un bloc en surface (dans le cas du problème plan vertical) :

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = \rho g \sin \alpha$$

$\sin \alpha$ étant la pente de la surface $\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}$ est une force dirigée vers l'amont sur le flanc amont et vers l'aval sur le flanc aval de la vague. Ceci signifie schématiquement que l'on a sur le flanc amont soit un écoulement de la glace de la surface vers l'amont (si $\partial \sigma_x / \partial x$ est faible) soit diminution de la contrainte longitudinale (σ_x) vers l'aval (si $\partial \tau_{xz} / \partial z$ est faible) ; le phénomène inverse se produisant sur le flanc aval. Ainsi le sommet de la vague est en traction ou du moins est soumis à une compression plus faible que les creux. Les lignes de courant émergent donc plus fortement dans les creux et les ondulations ont tendance à s'estomper.

Si la présence des vagues modifie les contraintes jusqu'au voisinage du lit nous sommes ramenés au problème de la diffusion des ondes cinématiques dont la solution fut donnée par Weertman (1958).

Les vagues de longueur d'onde λ s'amortissent avec une constante de temps :

$$T\lambda = \left(\frac{\lambda}{2\pi}\right)^2 \frac{1}{D_0} \quad \text{avec} \quad D_0 = (2,4 u_0 + 0,6 u_b) \frac{h_0}{\alpha_0}$$

Au niveau de la 2e vague on a $u_0 \approx 190 \text{ m/an}$; $u_b \approx 60 \text{ m/an}$; $h_0 \approx 400 \text{ m}$ si l'on prend l'épaisseur de glace au centre du glacier ou 200 m si l'on considère qu'il faut faire intervenir le rayon hydraulique, la théorie ayant été faite pour une nappe infiniment large ; α_0 , pente moyenne de la surface $\approx 0,08$.

Soit $D_0 \approx 1,2$ ou $2,4 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{an}$ et $T\lambda \approx 10^{-3} \text{ an}$.

La théorie est inapplicable: les vagues disparaîtraient en quelques jours.

Ainsi la présence des vagues perturbe la répartition des contraintes seulement au voisinage de la surface. Dans ce cas nous pouvons tenter d'appliquer la théorie de la disparition d'une ondulation de la surface d'un demi espace de viscosité constante (cf. Lliboutry 1965 p. 810-815).

La "période de demi relèvement" des creux est :

$$T = \frac{0,693 \pi \eta}{\rho g \lambda}$$

Au niveau de la 2e vague

$$\frac{\partial u}{\partial x} \approx 0,18 \quad \text{donc } \eta \text{ en surface} \approx 1,83 / (0,18)^{\frac{2}{3}} \approx 5,7 \text{ baran.}$$

soit $T \approx 0,8 \text{ an}$.

Cette théorie nous conduit à un ordre de grandeur, l'année, tout à fait acceptable. Partant d'une vague (la seconde) de 10 m de haut, la vitesse de compression longitudinale ($\approx 0,15$ entre la 2e et la 3e vague, $0,1$ entre la 3e et la 4e, $0,08$ entre la 4e et la 5e) donnerait une série de vagues de :

$$h_1 = 10 \quad h_2 = 11,5 \quad h_3 = 13 \quad h_4 = 14 \text{ m}$$

Compte tenu de l'ablation différentielle entre creux et bosses ($\approx 0,4 \text{ m/an}$) on obtient la série :

$$h_1 = 10 \quad h_2 = 11,1 \quad h_3 = 12,2 \quad h_4 = 12,8 \text{ m}$$

avec une période de "demi disparition" égale à 1 an on aboutit à :

$$h_1 = 10 \quad h_2 = 5,5 \quad h_3 = 3 \quad h_4 = 1,6 \text{ m,}$$

série somme toute fort proche de la série réelle :

$$h_1 = 10 \quad h_2 = 7 \quad h_3 = 3 \quad h_4 = 1,5 \text{ m}$$

4.4 - Origine des Chevrons

Le mécanisme décrit par Tyndall et Lliboutry (accumulation des poussières dans les creux, à la fonte des neiges en particulier) rend fort bien compte des premières bandes sombres qui apparaissent au pied de la chute mais en observant le phénomène de plus près sur des photographies aériennes on s'aperçoit que cette explication très simple n'est pas valable pour l'ensemble des chevrons (fig. 26).

En réalité les ogives sombres définitives apparaissent plus bas, au sommet des bosses, l'accumulation de poussières qui s'était produite au fond des creux s'estompant lorsque les vagues disparaissent. Le glacier est donc susceptible d'être nettoyé par la pluie ou l'eau de fonte. Les chevrons correspondraient-ils à l'émergence d'une pollution profonde, commençant à apparaître après qu'une couche superficielle entièrement

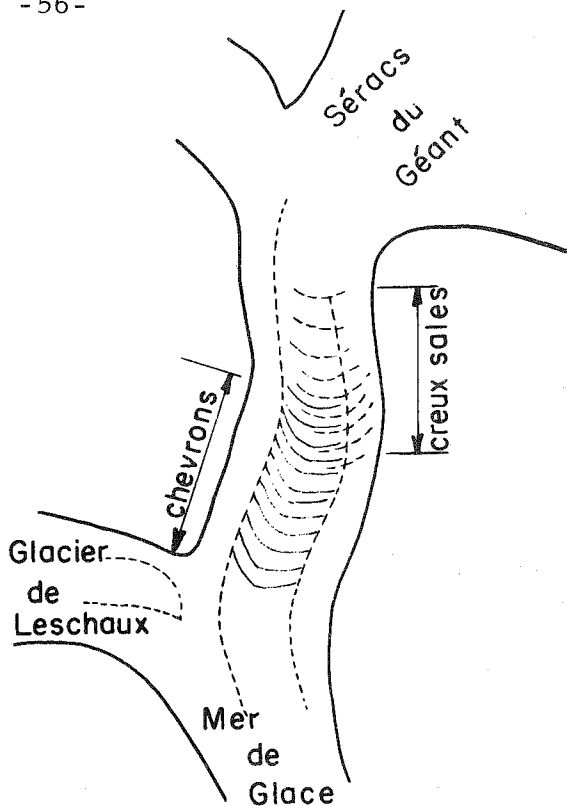


Fig. 26 - Apparition des chevrons sur le glacier du Tacul.
(d'après cliché I. G. N : couverture du Massif du Mont Blanc en 1958).

contaminée ait disparu ? En réalité la glace des bandes sombres se révèle très propre lorsqu'on enlève les quelques centimètres superficiels. D'autre part il se produisait une concentration sur place des inclusions de la glace les bandes sombres iraient s'élargissant vers l'aval (fig. 27), les chevrons ne disparaîtraient pas près du front et les arcs apparaissant dans les creux des vagues resteraient visibles. Ce n'est pas le cas.

Reste la possibilité d'une différence de la texture de la glace des chevrons clairs et sombres : les ogives sombres correspondant par exemple à de la glace captant à deux les poussières. Nous avons vu que Lliboutry, King et Lewis, Hashimoto et alt. estiment que la glace bleue (non bulleuse) se salit plus facilement que la glace blanche très riche en bulles (par contre pour Forbes la glace compacte (bleue) est nettoyée par la pluie alors que la glace bulleuse plus poreuse retient mieux les poussières).

En réalité le phénomène donnant naissance aux chevrons nous semble quelque peu différent. La glace bleue ne se salit pas plus facilement mais sur la glace pauvre en bulles la cryoconite et les petits cailloux de 2 ou 3 cm de diamètre restent en surface (ou dans des cupules de 1/2 à 1 cm de profondeur tandis qu'ils s'enfoncent à 5 ou 10 cm de la surface dans la glace très riche en bulles. Ce phénomène se comprend très facilement : la différence d'albedo entre glace et poussière est plus forte pour la glace bulleuse que pour la glace blanche : la différence d'ablation entre zone sales et propres est donc exagérée sur la glace bulleuse qui fond en outre plus facilement au contact d'un corps chaud (densité plus faible).

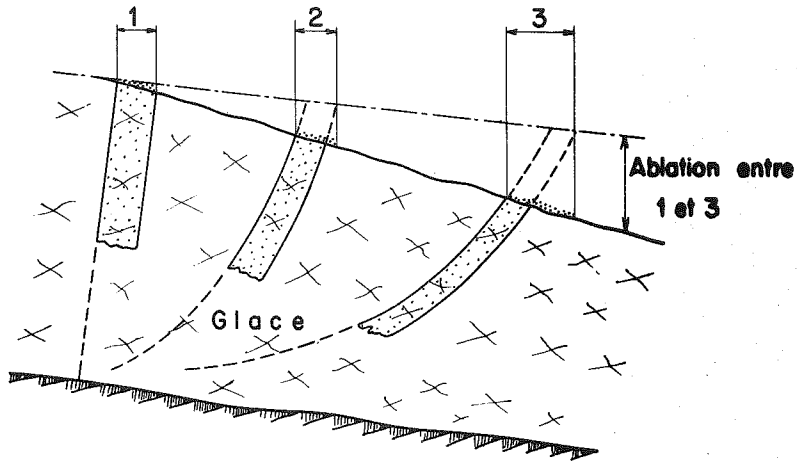


Fig. 27 - Elargissement des bandes sombres lorsque celles-ci correspondent à l'émergence d'une contamination profonde.

Or la glace passant l'été dans les séracs renferme beaucoup de glace bleue (glace d'injection provenant du regel de l'eau dans les crevasse) : elle paraîtra donc plus sombre et plus sale que la glace passant l'hiver (glace d'injection provenant de la recristallisation de la neige, glace extrêmement blanche).

Mais alors pourquoi les chevrons sombres apparaissent-ils initialement au sommet des bosses ? Faut-il reprendre l'explication de Hashimoto et al. qui invoquent un cisaillement intense de la glace des bosses provoquant l'apparition de nombreuses bandes bleues tectoniques.

Il ne nous semble pas que la différence de texture entre la glace des ogives sombres et claires soit principalement due au dynamométamorphisme, la texture cristalline de la glace étant la même pour deux bandes successives (cf. 2e partie). Si nous pensons que l'origine des vagues est liée aux variations du bilan spécifique il nous faut envisager la possibilité que la vague se déplace à une vitesse différente de la glace du glacier.

Certes toute théorie d'ondes cinématique n'est valable que pour des ondes longues par rapport à l'épaisseur du glacier si bien qu'un tel type d'onde allant plus vite que la glace semble exclu mais il faut également tenir compte du fait que l'ablation est différente sur les deux flancs d'une vague.

L'ablation étant plus forte sur le flanc amont (et au sommet) que sur le flanc aval (et dans le creux) le sommet de la bosse se déplace vers

l'aval par rapport à la glace (fig. 28) de :

$$u = \frac{A_1 - A_2}{\text{tg } \delta + \text{tg}(\theta - \delta)}$$

soit $\frac{0,4}{0,08 + 0,08} = 2,4$ mètres par an pour les premières vagues

et $\frac{0,4}{0,03 + 0,03} = 6,6$ mètres par an pour les vagues les moins hautes.

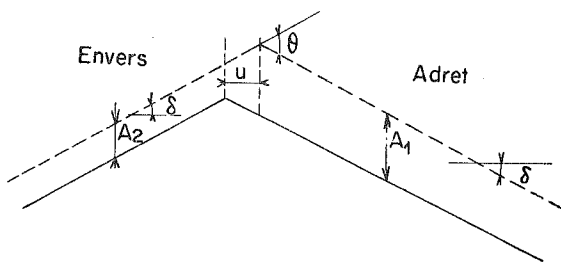


Fig 28 - Déplacement des vagues par rapport à la glace.
(ablation fonction de l'exposition)

Nous avons représenté sur un schéma (fig. 29) les limites entre les chevrons ; il suffit que la vague avance de 30 à 40 mètres par rapport à la glace pour que les chevrons sombres semblent avoir leur origine au sommet des vagues. Ceci se produit au niveau de la septième vague (3 x 2,5 m + 4 x 6 m).

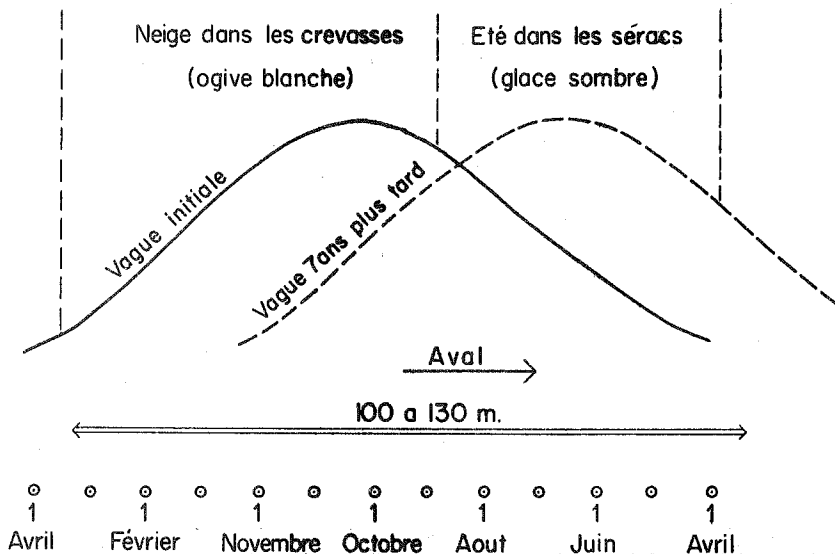


Fig. 29 - Position des vagues par rapport à la glace (cf. texte) et date du passage de la glace au sommet de la chute

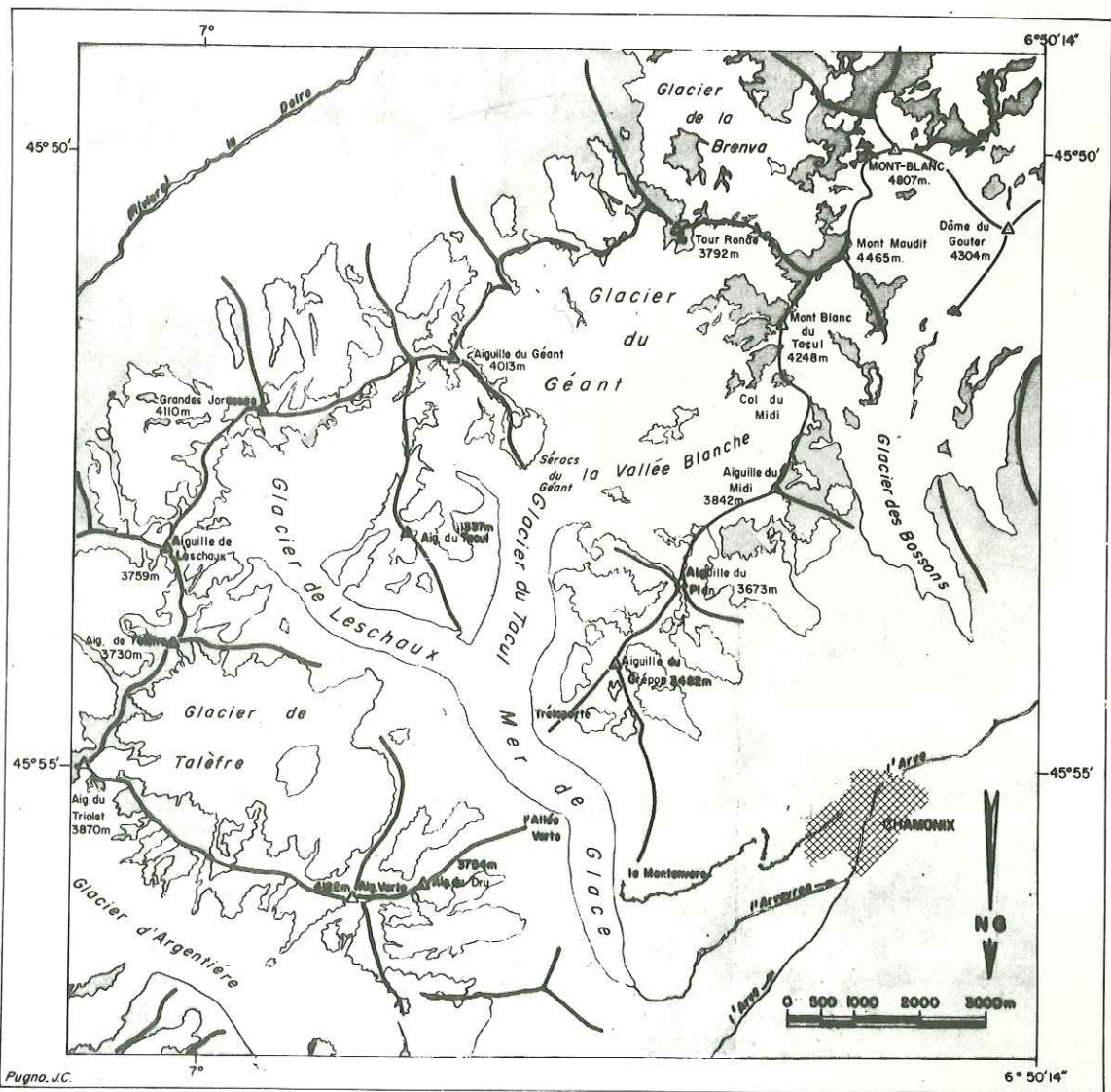
Références

- Baussart M., M. Carbonnell, C. Cazabat, 1965.
Etude photogrammétrique des glaciers du Massif du Mont Blanc
Ann. Geoph. 21 (3) p. 450-461.
- Belin M., 1962.
Sondage séismique du glacier de Saint Sorlin.
C. R. Acad. Sci. Paris, 225 p. 546-548.
- Butkovich T. R., 1954.
Ultimate strength of ice.
SIPRE (CRREL) Res. Pap. n°11, 12 p.
- Chaillou A., et M. Vallon, 1964.
Etude de la zone corticale des glaciers tempérés par prospection électrique avec un potentiomètre d'impédance d'entrée infinie.
Ann. Geoph. 20 p. 201-205.
- C. G. G., 1960.
Etude de glaciers par prospection séismique dans la région de Chamonix, 15 p. ronéo, 2 cartes. (non diffusé).
- Fischer J. E., 1949.
Communication to G. Seligman in "Discussion of a paper of M. Godwin".
J. Glac. 1 (6) p. 330.
- Forbes J. D., 1845.
Travels through the Alps of Savoy and other parts of the Pennin chain with observations on the phenomena of Glaciers.
(2e éd.) Edinburg. Adam and Charles Black, 456 p.
- Gluck S., 1967.
Determination du lit rocheux de la Mer de Glace en 1965 et 1966.
SHF Sec. Glac. 2 p. ronéo, 3 cartes.
- Haefeli R., 1951.
Some observations on glacier flow.
J. Glac. 1 (9) p. 496-500.
- Hashimoto S., H. Shimizu, K. Nakamura, 1966.
Glaciological study of the Antler glacier, Alaska.
J. Fac. Sci., Hokhaido University. Serie IV, 13, p. 237-256.
- King C. A. M., W. V. Lewis, 1961.
A tentative theory of ogive formation.
J. Glac. 3 (29) p. 912-939.

- Koechlin R., 1944.
Les glaciers et leur mécanisme.
Librairie de l'Université Lausanne, 177 p.
- (Kravtsov) Kravcov G. S., 1960.
Issledovanie uprugix svojstv i da vysokogornyx gletcerov central'no go Altaja.
Result. issl. M. G. G. IX 5 p. 95-108.
- Lliboutry L., 1956.
Nieves y glaciares de Chile
Fundamentos de Glaciologia
Ed. Universidad de Chile. Santiago de Chile, 471 p.
- Lliboutry L., 1957.
Banding and volcanic ash on Patagonian Glaciers.
J. Glac. 3 (21) p. 18-25.
- Lliboutry L., 1958.
Studies of the shrinkage after a sudden advance, blue bands and wave ogives on Glaciar Universidad. (Central Chilean Andes)
J. Glac. (24) p. 261-270.
- Lliboutry L., 1962 a.
Campagne séismique de 1960 et 1961 sur la Vallée Blanche, le glacier du Tacul et le glacier de Saint Sorlin.
S. H. F. Sec. Glac. 8 p. ronéo.
- Lliboutry L., 1962 b.
Dépouillement des sondages sismiques réflexion d'un glacier de vallée.
S. H. F. Sec. Glac. 11 p. ronéo.
- Lliboutry L., 1964 et 1965.
Traité de Glaciologie t. I et t. II, Masson, Ed. Paris, 1040 p.
- Lliboutry L., 1967.
Theorie générale de la cavitation sous glaciaire et du glissement des glaciers tempérés.
J. Glac. (sous presse)
- Lliboutry L., M. Vallon, R. Vivet, 1962.
Etude de trois glaciers des Alpes françaises.
A. I. H. S. 58 (Obergurgl), p. 145-159.
- Millecamps R., 1956.
Sur la variation des vitesses d'écoulement superficiel de la glace d'un tronçon de glacier.
C. R. Acad. Sci. Paris 242 p. 803-806.

- Millecamps R. , 1959.
Sur les derniers dépouillements des investigations faites à la Mer de Glace au printemps et durant l'été 1958.
SHF Sec. Glac. 5 p. ronéo.
- Nye J. F. , 1957.
The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets.
Proc. Rog. Soc. A. 239 p. 113-133.
- Nye J. F. , 1958.
A theory of wave formation in glaciers.
A. I. H. S. 47 (Chamonix) p. 139-154.
- Nye J. F. , 1965.
The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section.
J. Glac. 5 (41) p. 661-690.
- Ract-Madoux M. et M. Reynaud, 1950.
L'exploration des glaciers en profondeur. Travaux de la Mer de Glace.
SHF Sec. Glac.
- Reynaud M. , 1959.
Prospection au glacier d'Argentière.
SHF Sec. Glac. 7 p. ronéo.
- Rigsby G. P. , 1958.
Effect of hydrostatic pressure on velocity of shear deformation on single ice crystals.
J. Glac. 3 (24) p. 271-278.
- Rothé E et Rothé J. P. , 1950.
Prospection géophysique . t. I, Gauthier Villard, Paris, 438 p.
- Rothlisberger H. , 1955.
Studies in glacier physics on the Penny Ice Cap, Baffin Island, 1953, Part III : Seismic Sounding.
J. Glac. 2 (18) , p. 539-552.
- Somigliana C. , 1925.
Sul coefficiente di attrito interno del ghiaccio e la determinazione della profondità dei ghiacciai.
Boll. Comi. Glac. italiano. 6 p. 13-25.
- Streiff-Becker R. , 1952.
Probleme der Firnschichtung
Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol II (1), p. 1-9.

- Susstrunck A. , 1951.
Sondage du glacier par la méthode séismique.
La Houille Blanche n° spécial A.
- Tyndall J. , 1876.
Les glaciers et les transformations de l'eau.
Librairie Germer Baillière et Cie, Paris 2e édition. 264 p.
- Vareschi V. , 1942.
Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung.
Veröff. Geobot. Inst. Rübel in Zürich, 19 142 p.
- Vivet R. , 1962.
Bilan de Masse de la Vallée Blanche supérieure.
Diplôme d'étude supérieur Grenoble. (non publié).
- Weertman, 1958.
Traveling waves on glaciers.
A. I. H. S. 47 (Chamonix) , p. 162-168.



Pugno, J.C.

6° 50' 14"

Ministère de l'Éducation Nationale

Centre National de la Recherche Scientifique

Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble

Rapport Scientifique n° 103 du Laboratoire de

GEOPHYSIQUE et
GLACIOLOGIE de
GRENOBLE

Étude de la Mer de Glace (I.s.)

5_PETROGRAPHIE DU NEVE ET DE
LA GLACE

_STRUCTURE DU GLACIER

par Michel VALLON

Contribution à l'étude de la Mer de Glace
2ème partie : Pétrographie du névé
et de la glace, structure du glacier

	page
1 - Introduction	1
2 - Technique opératoire	2
2.1 - Prélèvement d'échantillons	2
2.2 - Où étudier les échantillons	4
2.3 - Transport et stockage	5
2.4 - Etude pétrographique	6
2.4.1 - Fabrication des lames minces	6
2.4.2 - Précautions	6
2.4.3 - Platine universelle	7
2.5 - Etude des stéréogrammes	7
3 - Etude du névé et de la glace sédimentaire	10
3.1 - Introduction	10
3.2 - Stratigraphie	10
3.3 - Granulométrie	12
3.4 - Variation de la teneur en eau liquide	13
3.4.1 - Localisation de l'eau	13
3.4.2 - Origine de la variation	15
3.5 - Texture cristalline du névé	15
3.5.1 - Résultats	15
3.5.2 - Essai d'interprétation	17
3.5.3 - Erreurs possibles	19
3.6 - Texture de la glace sédimentaire	22
4 - Structure du Glacier	23
4.1 - Foliation	23
4.1.1 - Description	23
4.1.2 - Origine	24
4.1.3 - Rotation due au fluage	26
4.2 - Crevasses et failles	29
4.2.1 - Cas général	29
4.2.2 - Structures localisées	29
4.3 - Lits de glace microgrenue	30
4.3.1 - Description	30
4.3.2 - Origine des lits tectoniques	31
4.4 - Conclusion	33

	page
5 - Pétrographie de la glace	34
5.1 - Introduction	34
5.2 - Glace feuilletée	35
5.3 - Glace d'injection	42
5.3.1 - Glace d'injection magmatique	42
5.3.2 - Glace d'injection sédimentaire grenue	43
5.3.3 - Glace d'injection sédimentaire microgrenue	43
5.4 - Glace cataclastique	45
5.4.1 - Brèche	45
5.4.2 - Mylonitisation	45
6 - Pétrographie structurale de la glace feuilletée	46
6.1 - Introduction	46
6.2 - Texture de la glace	46
6.3 - Volume occupé par les maximums	48
6.3.1 - Echantillon 3	50
6.3.2 - Echantillon 6	52
6.3.3 - Echantillon 2	52
6.4 - Conclusion	53
7 - Au fond de la Mer de Glace	55
7.1 - Texture et pétrographie de la glace	55
7.2 - Granulométrie	56
7.3 - Texture cristalline	59
8 - Texture de la glace feuilletée - essai de synthèse.	62
8.1 - Orientation des axes optiques	62
8.2 - Forme des cristaux	62
8.3 - Tentatives d'explication	63
8.3.1 - Théories thermodynamiques	63
8.3.2 - Considérations structurales	63
8.4 - Mécanisme de la recristallisation	67
Références	68

1 - Introduction

Entre 1920 et 1940 les Autrichiens B. Sander et W. Schmidt renouvelèrent (révolutionnèrent même) l'étude des roches métamorphisées ou tectonisées en introduisant une méthode nouvelle : l'analyse statistique de tous les éléments structuraux "mesurables" dans un échantillon. Lorsque des éléments de symétrie sont mis en évidence, les lois de Curie sur la symétrie des phénomènes physiques permettent, en restreignant le nombre d'hypothèses possibles, d'avoir une idée plus précise de l'histoire des roches étudiées.

La glace des glaciers est une roche dont l'histoire est plus ou moins longue et complexe. La couverture neigeuse (glace sédimentaire) se transforme par tassement (diagénèse) et sous l'influence des variations de température (métamorphisme thermique) en névé, puis en glace. L'action de la gravité sur les masses ainsi formées est suffisante pour les mettre en mouvement et une modification de la texture (dynamométamorphisme) apparaît.

En glaciologie une connaissance approfondie de la structure et des différents mécanismes contribuant à la déformation et au mouvement du glacier, à une échelle intermédiaire entre celle du cristal (ou du bloc de quelques décimètres cubes) et celle du glacier, est indispensable. On suppose en effet lorsque l'on étudie l'écoulement d'une nappe de glace que celle-ci est isotrope et que le fluage suit la loi du fluage secondaire (Lliboutry 1965, chap. XV par exemple). Or il se pourrait que dans certaines régions (au contact du lit par exemple) la texture soit telle que l'on devrait plutôt appliquer les équations du fluage tertiaire (donnant une déformation plus rapide pour une même contrainte).

Comme l'on s'intéresse à une roche monominérale où le métamorphisme ne peut entraîner que des modifications structurales (la composition chimique est invariable et il n'y a pas de polymorphisme possible de la glace au-dessous de 200 atmosphères ou pour des températures supérieures à -100°), les problèmes posés par la texture de la glace de glacier ont de grandes chances d'être relativement simples. On peut ainsi espérer que des résultats "définitifs" apparaîtront plus rapidement que pour les autres roches. Peut-être ces résultats seront-ils utiles aux géologues pour débrouiller des problèmes plus complexes.

2 - Technique opératoire

Si la composition simple de la roche glace rend son étude plus facile, l'instabilité du matériel étudié et la taille des échantillons n'en posent pas moins des problèmes auxquels le pétrographe n'est pas habitué. Les techniques utilisables ayant déjà été fort bien décrites (Choumsky 1957, Langway 1958, Lliboutry 1964 a) nous ne les rappellerons que très brièvement ; nous insisterons par contre sur les précautions à prendre.

2.1 - Prélèvement d'échantillons orientés

La grande taille des cristaux de glace de glacier (cf. 5.2) impose le prélèvement d'échantillons très encombrants lorsque l'on envisage une étude statistique.

La glace n'admettant aucun atome étranger à l'intérieur de son réseau, tous les ions sont repoussés lors de la recristallisation du sédiment et sont localisés à la limite des cristaux (Renaud 1949). La fusion commençant donc à la limite des grains, il se produit à la surface du glacier une séparation des cristaux sur une épaisseur de quelques décimètres. Comme il serait impossible de tailler une lame dans une glace manquant de cohésion sans ressouder au préalable les cristaux, il est plus facile d'enlever la couche météorisée superficielle. Quelques coups de piolet sont suffisants. On creuse ensuite au piolet (ou avec une scie portative à moteur du type utilisé pour l'abattage des arbres) une tranchée pour délimiter l'échantillon. Lorsqu'il n'est plus solidaire du gisement que par la face inférieure, un coup de piolet bien ajusté suffit à l'isoler. Avant de séparer l'échantillon de son gisement on aura évidemment repéré son orientation. Un trait de scie orienté à la boussole sur une des faces est un repère suffisant (s'il est excentré par rapport à toutes les arêtes).

Lorsque l'on désire un échantillon de glace plus profonde, les prélèvements peuvent être effectués à l'aide d'un carottier. La sonde carotteuse à main mise au point par le S. I. P. R. E. (C. R. R. E. L.) pour les névés froids peut être utilisée. Relativement légère et facile à mettre en oeuvre sur le glacier, le diamètre de la carotte retirée (8 cm environ) est suffisant pour qu'une vingtaine de sections de cristaux apparaissent sur une lame mince perpendiculaire à l'axe de la carotte.

Lorsque la carotte est perpendiculaire aux couches traversées la direction de l'écoulement de la glace demeure inconnue. Ce n'est pas gênant dans le cas du névé, sa structure montrant un axe de symétrie de

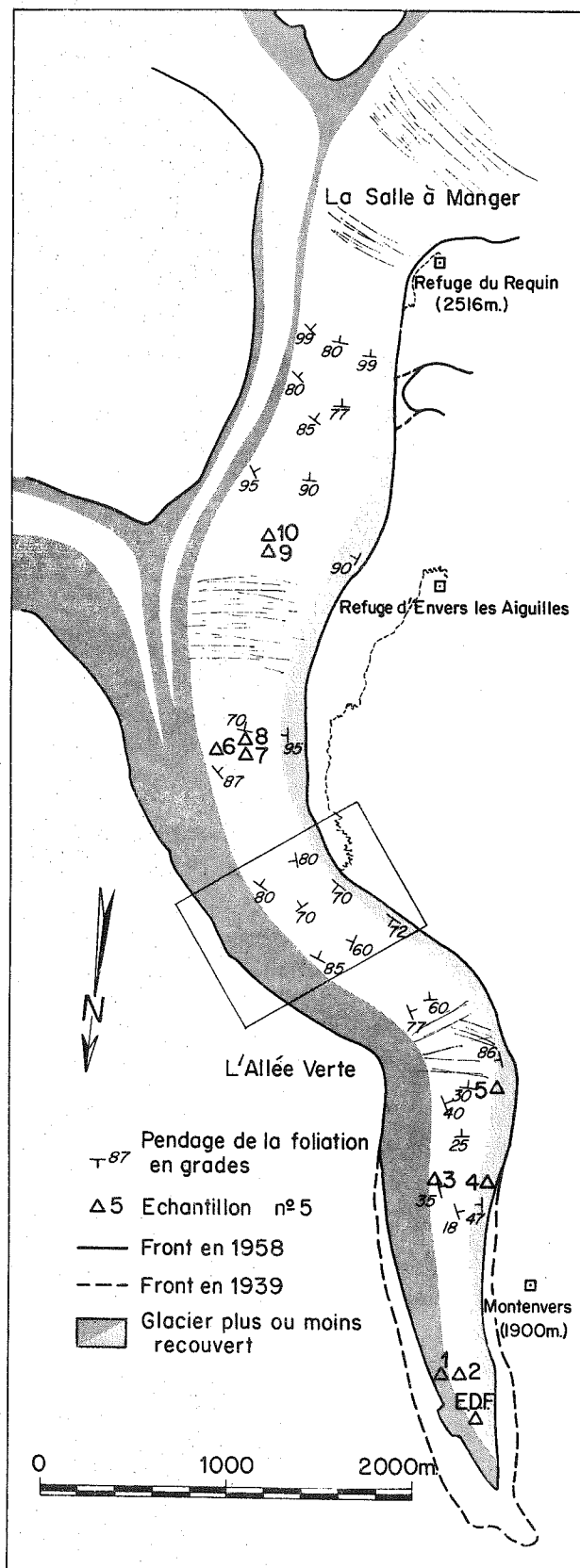


Fig. 1 - La Mer de Glace :
moraines, foliation, emplace-
ments des échantillons étudiés.
(encadré : partie reproduite à
petite échelle fig. 10)

révolution vertical (3, 5). Par contre sur le glacier les carottes sont parfaitement orientées car la texture feuilletée dont l'orientation ne varie que très lentement est traversée obliquement. Pour obtenir une carotte parfaitement orientée, il faudrait utiliser un système de carottage pour lequel la carotte ne risque pas de tourner (carottier double ou mieux carottier à résistance chauffante) ; l'azimut de la carotte peut alors être déterminé en photographiant une boussole fixée au carottier (Shreve et Kamb, 1964).

Une dizaine d'échantillons orientés de 5 à 15 dm³ ont été prélevés en différents points de la Mer de Glace (fig. 1). Les échantillons de névé et de glace sédimentaire proviennent du plateau supérieur de la Vallée Blanche. Le carottage continu des 60 premiers mètres fut effectué par l'Entreprise Bachy pour le Laboratoire de Glaciologie Alpine du CNRS (Lliboutry 1964 b), (coordonnées approximatives du forage $x = 953,2$ $y = 106,9$; carte IGN 1/20 000 feuille Mont-Blanc 1, 2).

Les carottes (environ 7 cm de diamètre) ont été prélevées en septembre 1963, mais nous n'avons pu les étudier qu'en mars et avril 1964. Sitôt sortis du carottier les échantillons, enfermés dans des sacs de polyéthylène afin de ralentir leur évaporation, ont été stockés dans des caisses isothermes qui, une fois pleines, ont été transportées le plus rapidement possible (une ou deux heures), dans la chambre froide de l'annexe du laboratoire, à Chamonix.

Si, au cours de leur séjour de plus de six mois en chambre froide, il est peu probable que les échantillons aient recristallisé (la température ayant été maintenue en permanence aux environs de -15°), il est néanmoins possible qu'une modification de la texture se soit produite lorsque les carottes tempérées (0°C) se sont refroidies en quelques heures. Nous y reviendrons plus loin.

2.2 - Où étudier les échantillons de glace ?

L'étude pétrographique de la glace peut s'effectuer soit directement sur le glacier soit en chambre froide. Il est évidemment beaucoup plus agréable de travailler en plein air, dans un cadre généralement magnifique plutôt que dans une sinistre chambre froide.

Rigsby (1960) et Kamb (1959 b) ont effectué toutes leurs études sur le glacier, mais les essais que nous fîmes en juillet 1961 nous ont montré que cette solution est peu satisfaisante, car, même par temps couvert et température de l'air voisine de 0° , la lame mince que l'on étudie fond très rapidement. Pour déterminer l'orientation des axes optiques des cristaux on est obligé d'engager une véritable course contre la montre si l'on veut pouvoir faire plus d'une dizaine de mesures par lame ; la précision des mesures en souffre certainement beaucoup.

Cette méthode présente également d'autres inconvénients notables :

a) Les cristaux de glace ayant une forme très irrégulière, on pourra sur la même lame "mesurer" plusieurs sections d'un même cristal ; on risque ainsi de faire apparaître des directions d'orientation préférentielle qui n'existent pas.

b) N'ayant guère le temps de dessiner la lame mince, on ne peut rapporter chaque mesure au cristal correspondant (on peut photographier la lame mince avec un appareil permettant d'obtenir une épreuve positive en une dizaine de secondes mais de tels appareils adaptés à la macrophotographie ne sont apparus que très récemment). On ne pourra donc connaître le développement spatial des cristaux possédant des orientations voisines ni les rapports topologiques existant entre zones orientées différemment.

c) On ne peut pratiquement jamais (sauf si les cristaux sont très gros ou les lames de taille réduite) déterminer l'orientation de toutes les sections de la lame mince, ce qui risque de fausser les résultats.

d) En amincissant les lames par fusion (seul procédé pratique sur le terrain) la forme de la lame se modifie et son orientation est moins bien connue ; de plus la lame, n'étant pas soudée sur une plaque de verre, pourra bouger au cours des mesures.

Tous ces inconvénients sont éliminés en chambre froide si la température y est inférieure ou égale à -10° : en prenant quelques précautions on peut conserver les lames aussi longtemps que l'on veut.

Toutes les études pétrographiques furent faites dans les chambres froides du laboratoire de Glaciologie Alpine du C. N. R. S. (Grenoble : chambre froide d'environ 12 m^2 - température de l'air réglable de 0° à -15° ; Chamonix : chambre froide d'environ 3 m^2 - température de l'air réglable de 0 à -7°). Ces chambres froides ne sont guère adaptées aux travaux de pétrographie. Celle de Chamonix, trop petite, se réchauffe rapidement : au bout d'une demi-heure de travail les lames minces commencent à fondre et l'on doit interrompre l'étude ; à Grenoble aucun système de renouvellement de l'air n'ayant été prévu, on ne peut guère travailler plus de deux ou trois heures par jour.

2.3 - Transport et stockage

Sitôt extraits du gisement, les échantillons sont enfermés dans des caisses isothermes (caisses de contreplaqué peintes en blanc, l'isolement thermique étant constitué par une quinzaine de centimètres de polystyrène expansé) que l'on a préalablement refroidies en les remplissant de glace. Si l'on dispose d'une chambre froide à proximité du point de prélèvement, les pertes sont insignifiantes (1 ou 2 décilitres d'eau de fonte pour un échantillon d'une dizaine de kilogrammes mis en chambre froide cinq ou six heures après son prélèvement ; environ 1 litre au bout de 48 heures, au mois d'août). Or un échantillon prélevé sur la Mer de Glace peut être transporté très rapidement à Grenoble : quelques heures de

portage sur le glacier, une demi-heure dans le Chemin de Fer du Montanvers, 3 heures de voiture de Chamonix à Grenoble.

Jusqu'à leur étude, au cours de l'hiver, les blocs de glace sont stockés à une température constamment maintenue aux environs de -15°C .

Les expériences de Rigsby (1960) ayant montré que les phénomènes de recristallisation de la glace sont considérablement ralentis en-dessous de -5° , nous ne pensons pas qu'une modification de la texture se soit produite pendant les quelques mois où la glace a séjourné en chambre froide. S'il y a eu recristallisation, c'est pendant le transport qu'elle s'est effectuée. Mais la plupart des échantillons ont été prélevés à quelques décimètres, ou à quelques mètres de la surface du glacier, c'est-à-dire dans une zone où la glace est peu active et entraînée passivement par la déformation des couches plus profondes. Si une recristallisation post-cinématique s'est produite, elle a largement eu le temps de se faire avant le prélèvement des échantillons.

2.4 - Etude pétrographique

2.4.1 - Fabrication des lames minces

Après avoir dressé à la scie et poli au papier de verre une face parallèle au plan de foliation (à la surface du glacier lorsque la texture n'est pas nette), une lame de verre légèrement réchauffée dans la main (ou passée quelques secondes sur la flamme d'un bec bunsen) est soudée à la face polie de l'échantillon. Une lame de glace soudée à la plaque de verre peut alors être facilement détachée du bloc avec une petite scie à ruban. La lame, d'une épaisseur de 4 à 10 mm, est ensuite amincie en utilisant la scie en mouvement comme un rabot. Lorsque l'épaisseur de la lame mince de glace est voisine de 1 mm, les inégalités du rabotage sont enlevées en raclant la surface avec un morceau de vitre. La lame est ensuite polie et amenée à son épaisseur définitive (0,6 à 0,3mm) avec des papiers de verre de plus en plus fins. On photographie entre polaroïds croisés les lames minces obtenues avant de les étudier sur une grande platine universelle. Si l'on tient à conserver les lames minces plusieurs mois, il est nécessaire de les couvrir d'une plaque de verre afin de freiner l'évaporation.

2.4.2 - Précautions

a) le premier problème à résoudre est de savoir quel doit être l'espacement minimum à observer entre les lames minces si l'on veut éviter de recouper plusieurs fois les mêmes cristaux. Au point 3 (cf. fig.1) 12 lames minces en série (une tous les 5 mm) ont été taillées parallèlement à la foliation. Après avoir obtenu une épreuve photographique de chaque lame, les cristaux ont été numérotés et la position de leur axe optique déterminée. Connaissant l'emplacement d'un cristal sur la lame et la direction de son axe optique, il est facile de le suivre de lame en

lame. Un seul cristal a pu être suivi sur 7 lames successives (3 cm), les autres disparaissent au bout de 4 ou 5 lames. Le développement des cristaux perpendiculairement au plan de foliation est relativement réduit. En espaçant les lames de 10 cm on est tout-à-fait à l'abri du risque de "mesurer" plusieurs fois le même cristal. Par contre si l'on taille les lames perpendiculairement au plan de foliation, il faut les espacer beaucoup plus pour avoir la même marge de sécurité (ceci pour un échantillon de glace où l'aire moyenne des sections des cristaux est seulement de l'ordre de 2 cm^2 - infra 5. 2).

b) Il est ensuite bon de savoir quel est le nombre minimum de cristaux dont l'orientation doit être déterminée pour se faire une idée pas trop erronée de la texture. Généralement l'orientation préférentielles des cristaux est tellement forte qu'une quinzaine de positions d'axes optiques donne déjà l'allure de la texture, et il n'est pas nécessaire de déterminer l'orientation d'une centaine de cristaux. On s'est donc généralement contenté de déterminer pour chaque échantillon la position de 50 à 100 axes optiques. Mais pour qu'avec des populations aussi faibles il n'apparaisse pas de maximums artificiels, il faut être sûr que l'on n'a pas déterminé plusieurs fois l'orientation de certains cristaux. Il suffit pour cela (après avoir pris soin d'espacer suffisamment les lames) de considérer que toutes les directions d'axe optique d'une même lame qui diffèrent de moins de 2 ou 3° (ordre de grandeur de la précision des mesures) correspondent à la section d'apophyses d'un même cristal (on élimine ainsi généralement 20 à 30 % des positions d'axes optiques).

2. 4. 3 - Platine universelle

Les platines classiques ne permettant pas d'étudier des lames minces de taille suffisante, de grandes platines à 4 axes de rotation (3 axes d'orientation, 1 axe de contrôle), pouvant admettre des lames minces de plus de 200 cm^2 , ont été réalisées (par Monsieur Philippe, Chef de l'atelier de mécanique du Laboratoire de Glaciologie alpine du CNRS, d'après des photographies de la platine mise au point par Rigsby vers 1950) et montées entre des lames polaroïds de $15 \times 15 \text{ cm}$. La direction des axes optiques fut déterminée en utilisant la méthode décrite par Choumsky (1957, p. 73-74). Aucun hémisphère de verre n'étant utilisé, les valeurs d'inclinaison furent corrigées avant d'être reportées sur un réseau équiarré de Schmidt.

2. 5 - Etude des stéréogrammes

On peut schématiser (faire apparaître si elle est peu nette) la texture de la roche en traçant des courbes d'égalité de densité. Mais il faut s'assurer qu'elles sont significatives.

Nous avons choisi un seuil de probabilité de 2 %. La probabilité d'obtenir x points dans $p/100$ de l'aire totale lorsque l'on a déterminé N

orientations d'axes optiques est, dans le cas où la distribution des points est aléatoire, le $(N - x)^{\text{ème}}$ terme du développement du binôme :

$$\left[p + (1 - p) \right]^N$$

Lorsque l'on trace les courbes d'isodensité avec un calibre représentant 1 % de l'aire ce terme est :

$$\frac{N!}{x! (N - x)!} \cdot 0,01^x \cdot 0,99^{N-x}$$

Le calcul des probabilités des événements $x = 0, 1, 2, 3 \dots 6$ a été fait pour $N = 25, 50, 100, 150$ et 200 (cf. tableau 1)

Remarques

a) Le contour 0 points dans 1 % de l'aire n'a guère de signification pour des populations de moins de 400 individus. (Pour $N = 400$ la probabilité de $x = 0$ est 0,017.)

b) Mais la première courbe de densité n'est pas suffisante pour caractériser la texture. Si la position des directions d'orientation préférentielle est intéressante, l'importance de ces directions ne l'est pas moins. On pourrait penser que sur un diagramme où sont figurés 100 points et où l'on a tracé la courbe encerclant la zone où la densité est supérieure ou égale à 4 % on puisse tracer une courbe à 5 % des points dans 1 % de l'aire, la probabilité de rencontrer 5 points étant 0,003. En réalité si on a délimité une zone où la densité est supérieure à 4 % des points et si elle est due à une direction d'orientation préférentielle et non au hasard, il faut considérer l'éventualité d'une direction préférentielle de densité 4 % émergeant d'un fond distribué de manière aléatoire. Dans ce cas la probabilité d'observer 4 + 1 points dans 1 % de l'aire est de l'ordre de 0,3. Aussi n'a-t-on tracé les courbes de densité que pour $x = 1, 2, 3 \dots n$ fois le nombre de cristaux ayant moins de 2 chances sur 100 de se trouver dans le même centième de l'aire du diagramme.

c) En réalité il semble que nous ayons encore tracé trop de courbes non significatives. Le Professeur Lliboutry nous a fait remarquer que l'on doit réitérer le raisonnement qui permet de déterminer la première densité significative.

Soit en effet une partie A' de l'aire totale A où la densité est supérieure au seuil choisi. Cette aire contient N' points. La deuxième courbe de densité doit permettre d'isoler dans A' la (les) régions (s) où la densité s s'écarte de manière significative de la densité moyenne N'/A' .

Par exemple pour $N = 100$, $A' = 0,1 A$ et $N' = 40$
 $P_7 = 0,057$ $P_8 = 0,026$

Tableau 1

N = 25		N = 50	
x = 0	P ≈ 0,776	x = 0	P ≈ 0,605
x = 1	≈ 0,196	x = 1	≈ 0,306
x = 2	≈ 0,024	x = 2	≈ 0,075
<u>x = 3</u>	<u>≈ 0,002 (12 %)</u>	<u>x = 3</u>	<u>≈ 0,012 (6 %)</u>
N = 100		N = 150	
x = 0	P ≈ 0,366	x = 0	P ≈ 0,209
x = 1	≈ 0,369	x = 2	≈ 0,250
x = 2	≈ 0,184	<u>x = 5</u>	<u>≈ 0,013 (3,3 %)</u>
x = 3	≈ 0,061		
<u>x = 4</u>	<u>≈ 0,015 (4 %)</u>		
x = 5	≈ 0,003	N = 200	
		x = 0	P ≈ 0,132
		x = 4	≈ 0,088
		<u>x = 6</u>	<u>≈ 0,011 (3 %)</u>

Les valeurs soulignées sont celles pour lesquelles nous avons tracé les premières courbes de densité.

On ne peut isoler qu'une région contenant 9 points (ou plus) dans 1 % de l'aire.

Mais pour N = 100 A' = 0,1 A N' = 80

$$P_8 = 0,147 \quad P_{10} = 0,100 \quad P_{12} = 0,046$$

On ne serait en droit d'isoler que les régions renfermant 13 points ou plus dans 1 % de l'aire.

Si l'on utilise cette méthode de calcul les courbes d'isodensité ne sont plus suffisantes pour rendre compte de la texture. En effet les directions préférentielles les plus importantes (densité moyenne forte) sont estompées. Si l'on utilise cette technique "raffinée" il faut également faire figurer la densité moyenne dans chaque région sur le stéréogramme qui risque de devenir bien moins lisible.

3 - Etude du névé et de la glace sédimentaire

3.1 - Introduction

De nombreuses études ont été publiées sur la transformation de la neige en glace, mais les auteurs se sont surtout intéressés aux variations de la densité et de la porosité au cours de la diagenèse. En fait, on a assez peu de renseignements sur les caractères cristallographiques de la couverture neigeuse, dans les bassins d'alimentation des glaciers tempérés. Alors que la structure des névés froids a été souvent étudiée (Stephenson et Lister, 1958), (Schytt, 1958), (Fuchs, 1959), (Langway, 1962), on ne dispose pour les névés tempérés que de l'étude faite par Perutz et Seligman (1939) sur le Mönchfirn (région de la Jungfrau), à 3460 m d'altitude. Les axes optiques des cristaux de névé sont verticaux dans les huit premiers mètres. Plus bas (échantillons prélevés dans une crevasse à 14 et 23 m), la structure disparaît, seul un lit de glace à 23 m a conservé la structure qui existe au voisinage de la surface.

Un carottage continu des soixante premiers mètres de neige, névé et glace du plateau supérieur de la Vallée Blanche (3500 m d'altitude) a offert la possibilité d'une étude pétrographique plus détaillée de la glace sédimentaire. Un carottage présente en outre l'avantage de fournir des échantillons provenant de régions où règnent des conditions mécaniques et thermiques "normales". Au voisinage d'une crevasse l'orientation du principal responsable du métamorphisme de la neige, le gradient thermique (Yosida 1954), (de Quervain 1957), n'est pas fixe (Pings 1961), (Lliboutry 1964). La disparition de la structure en profondeur observée par Perutz et Seligman n'est peut-être due qu'à ce phénomène secondaire.

3.2 - Stratigraphie

La stratigraphie du névé de la Vallée Blanche supérieure est reproduite fig. 2.

Au début du printemps la température est négative jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur (fig. 3). Le névé commence à se réchauffer à partir de la surface et à la fin du printemps et au début de l'été l'eau de fonte percole à travers la neige perméable jusqu'à ce qu'elle atteigne les couches profondes à température encore négatives. Il se forme ainsi une série de strates de glace de regel.

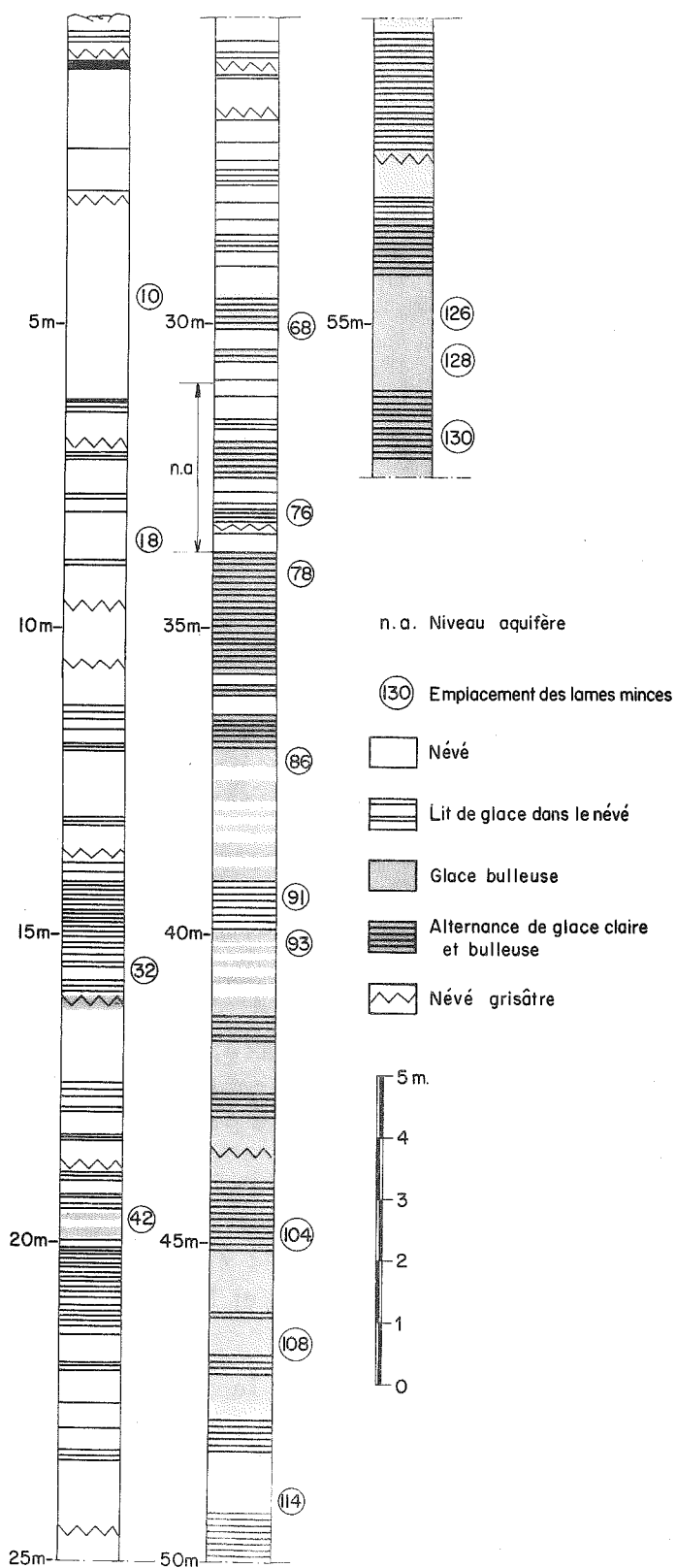


Fig. 2-Stratigraphie
du névé et de la glace
sédimentaire.
Col du Midi (3500 m)
Septembre 1963.

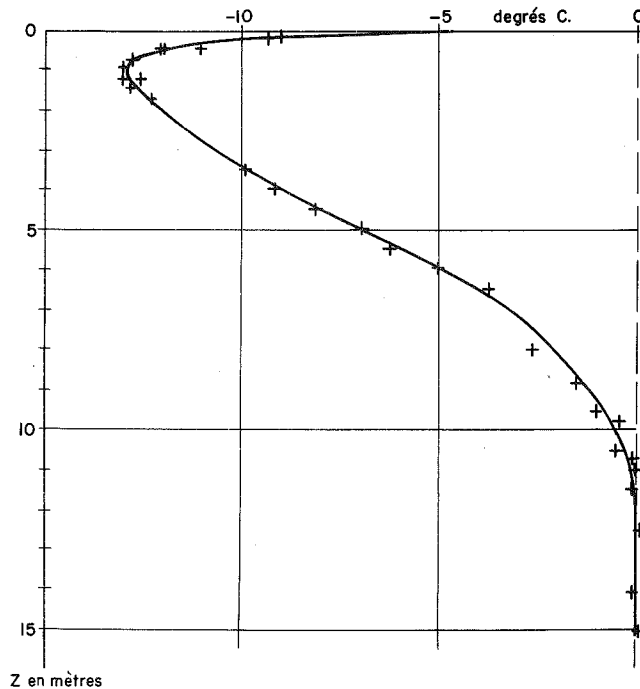


Fig. 3 - Températures dans le névé - Col du Midi, 20-25 avril 1962.

Plus tard tout le névé est à 0°C et de nombreuses strates ainsi formées doivent s'estomper (Lliboutry, Vallon, Vivet 1962), mais d'autres strates de glace se forment en surface pendant l'été et l'automne (croûtes de radiation), si bien que la limite supérieure d'une couche représentant une année budgétaire renferme de nombreux lits de glace. Ceci nous permet d'interpréter les premiers mètres de la stratigraphie.

Les strates grisâtres ou jaunâtres (neige longtemps exposée en surface), très nettes sur les parois des crevasses, le sont beaucoup moins sur les carottes. De nombreuses couches souillées sont certainement passées inaperçues au-delà de 20 m lorsque, le névé, commençant à renfermer beaucoup de glace, devient plus ou moins gris.

La limite entre le névé, perméable, et la glace, imperméable, était extrêmement nette en 1963, soulignée par la présence d'un niveau aquifère d'environ 3 m d'épaisseur, entre 31 et 33 m de profondeur.

3.3 - Granulométrie

Une étude granulométrique de sections horizontales a été effectuée de manière expéditive : une surface de 864 mm² (24 x 36 mm) a été photographiée en lumière polarisée (polaroïds croisés) et les cristaux dénombrés sur des agrandissements.

La croissance des cristaux est extrêmement lente dans les 30 premiers mètres : en 6 ans l'aire moyenne des sections passe de 1 à 2 mm² ; l'aire des plus grandes sections ne dépasse pas 10 mm² au bout d'un lustre.

Entre 30 et 60 m, c'est-à-dire dans la glace, apparaît une

curieuse variation périodique de la taille moyenne des cristaux. Rappelons que Joubert (1963) a également observé des variations périodiques de la teneur en eau liquide de la glace dans cette zone. Il est tentant de rapprocher ces deux phénomènes (fig. 4).

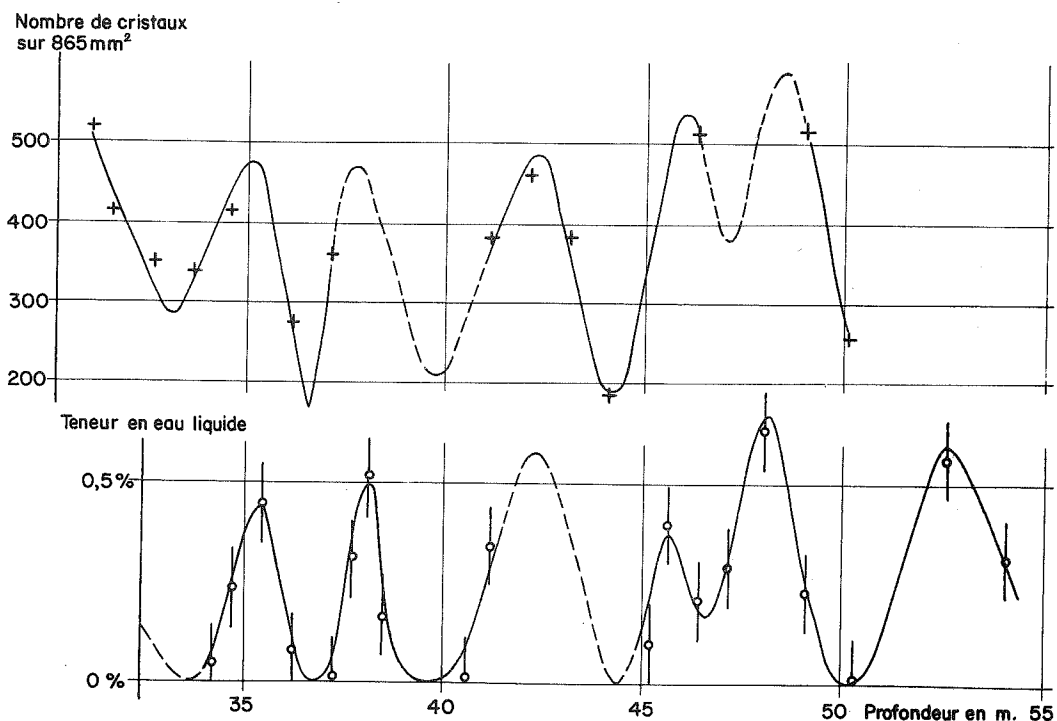


Fig. 4 - Variation périodique de la taille des cristaux et de la teneur en eau liquide.

3.4 - Variation de la teneur en eau liquide

3.4.1 - Localisation de l'eau

Une teneur en eau variant en sens contraire de la taille des grains peut signifier que l'eau liquide se localise à la limite des cristaux. Si l'on en croit Renaud (1951) la pellicule de saumure à la limite de cristaux de 1 cm^3 a environ $0,035 \text{ mm}$. Dans ce cas Joubert, qui détermina la quantité d'eau liquide en refroidissant l'échantillon jusqu'à environ -6° , aurait dû obtenir des teneurs minimales de 1 à 2 %. Or il n'a jamais rencontré de teneur supérieure à 0,7 %. Steinemann (1958) a d'ailleurs démontré qu'il ne pouvait apparaître d'eau liquide que dans les régions où

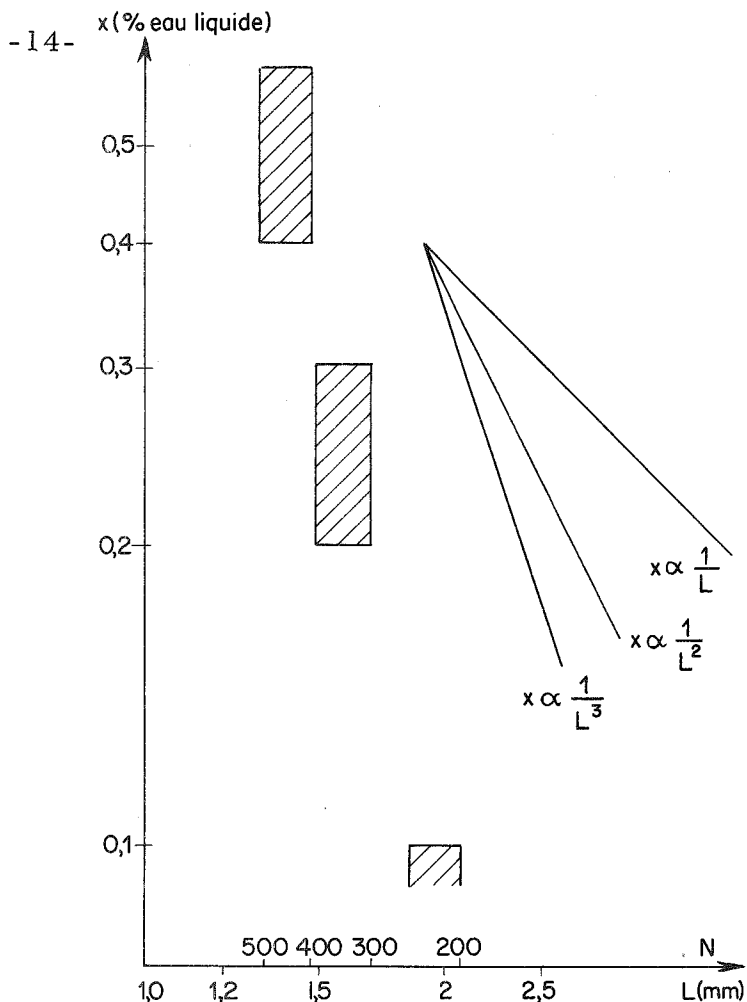


Fig. 5- Teneur moyenne en eau liquide en fonction de la taille moyenne des cristaux. (les déterminations de la teneur en eau étant fort peu précises ($\pm 0,1$ %) et la granulométrie n'ayant pas été faite sur les mêmes échantillons on a seulement porté sur ce graphique les valeurs moyennes).

3 cristaux au moins sont en contact. Dans ce cas la teneur en eau liquide serait beaucoup plus faible, mais varierait toujours en sens contraire de la taille des cristaux.

Un modèle simple (empilement de cristaux de même forme et de même taille) peut permettre de préciser cette loi. En effet, pour ce modèle schématique, si la taille des grains est définie par L , le nombre de grains par unité de volume varie comme $1/L^3$. Donc la surface totale des faces (contact entre 3 cristaux) varie comme $L^2 \cdot \frac{1}{L^3}$ soit $\frac{1}{L}$;

la longueur totale des arêtes (contact entre 3 cristaux ou plus) varie comme :

$L \cdot \frac{1}{L^3} = \frac{1}{L^2}$; le nombre de sommets (contact entre 4 cristaux ou plus) comme $\frac{1}{L^3}$.

On constate alors que la variation de teneur en eau, en fonction de la taille moyenne des cristaux (fig. 5), est au moins aussi rapide que dans l'hypothèse où l'on rencontrerait seulement de l'eau au contact de

plus de 3 cristaux. Il n'y aurait donc pas un film liquide continu sur toute la surface des cristaux.

3. 4. 2 - Origine de la variation

La période de variation de la taille des cristaux (et de la teneur en eau) est d'environ 3 m, du même ordre de grandeur que l'accumulation annuelle à cette altitude. (Etudiant le bilan du plateau supérieur de la Vallée Blanche, Lliboutry et Vivet (1961) ont en effet estimé le budget spécifique à 2,7 m d'équivalent en eau, soit 3,0 m de glace de densité 0,90).

Longtemps exposée à la pollution, la neige passant l'été au voisinage de la surface renferme plus de sels. (Des sondages électriques effectués en avril au Col du Midi (Chaillou et Vallon 1964) ont permis de déceler l'existence d'une couche de faible résistivité à 7 m de profondeur).

L'effet de cette teneur en sel plus importante peut-être double :

1° - Il y aura plus d'eau aux points de contact entre 3 (ou plus) cristaux.

2° - La glace n'admettant aucun ion étranger dans son réseau, la recristallisation sera freinée par les impuretés repoussées à la limite des grains (Renaud 1949) ?

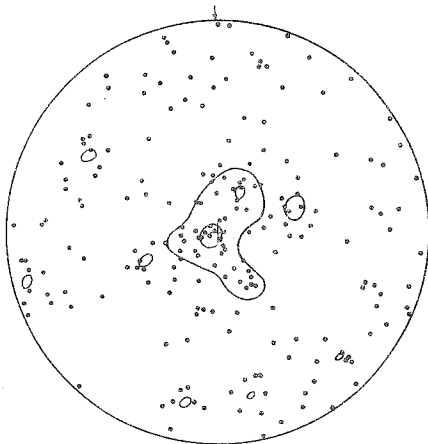
Mais quel phénomène conditionne la teneur en eau liquide ? La présence de sels provoque-t-elle un abaissement cryoscopique suffisant pour rendre compte des variations de teneur en eau, ou ne joue-t-elle qu'en limitant la taille des grains ? Il serait bon que toute détermination de la teneur en eau soit accompagnée d'une étude de la granulométrie et de la résistivité des échantillons.

3. 5 - Texture cristalline du névé

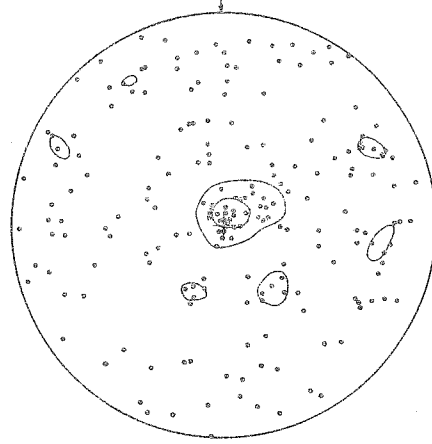
3. 5. 1 - Résultats

Les stéréogrammes obtenus sont reproduits fig. 6. Les courbes d'égales densité sont figurées sur le même diagramme que les projections d'axes optiques. La texture n'évolue guère entre la surface et 40 m de profondeur.

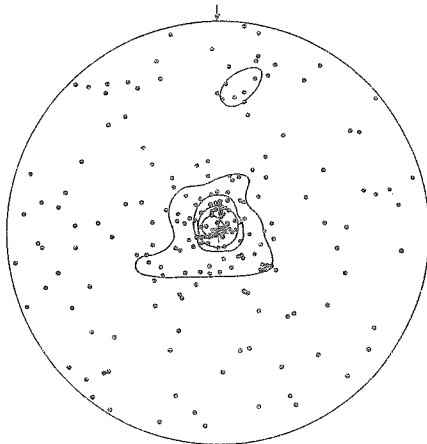
Remarquons néanmoins que les diagrammes de densité, mettant plus facilement en évidence un maximum qu'une ceinture, donnent une image relativement fautive des orientations préférentielles. Si tous les axes optiques ne s'écartent pas de plus de 10° du pôle de la projection, on observera une densité maximum de près de 100 % des points dans 1 % de l'aire ; au contraire, si les axes sont groupés dans un plan perpendiculaire à l'axe de la projection (axes optiques plus ou moins horizontaux pour une lame taillée horizontalement - ce qui représente une orientation préférentielle aussi forte-) la densité maximum ne sera plus que de 7 à 8 % des points dans 1 % de l'aire. D'autre part, pour des populations



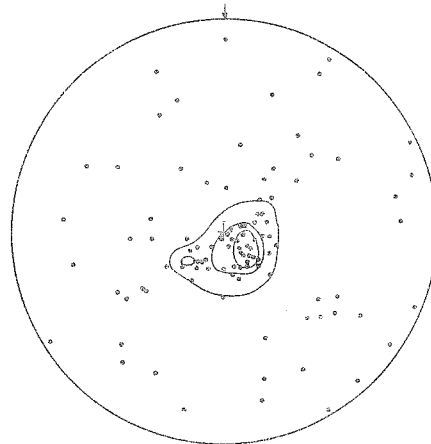
L.M. N° 10-204 cristaux



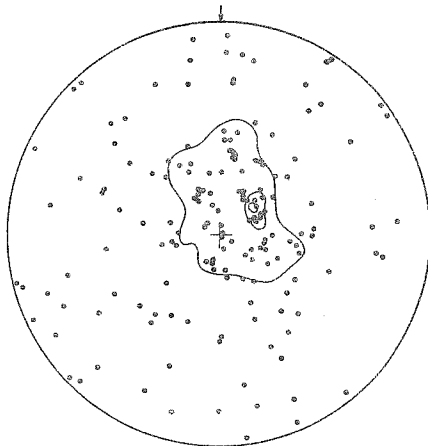
L.M. N° 18-200 cristaux



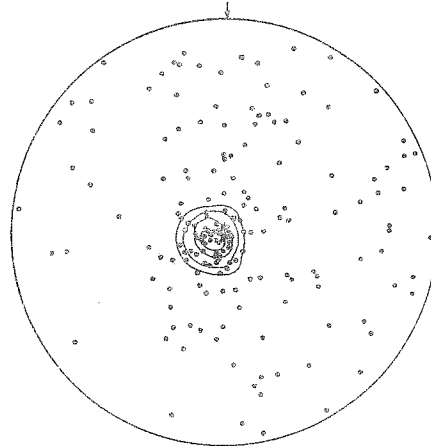
L.M. N° 32-208 cristaux



L.M. N° 42-102 cristaux



L.M. N° 68-164 cristaux



L.M. N° 76-173 cristaux

Fig. 6 - Orientation des axes optiques des cristaux de glace du névé.
Lames minces horizontales. Projection sur l'hémisphère supérieur.
Courbes d'égale densité à 5, 10, 15 % des points de 1 % de l'aire pour la
lame 42 ; 3, 7, 10 et 15 % pour les autres lames.

renfermant moins de 300 ou 400 individus les courbes de densités inférieures à 1 % sont extrêmement sinueuses, sans grande signification statistique et ne permettent pas de voir facilement au détriment de quelles orientations s'est faite la recristallisation.

Aussi, pour les stéréogrammes qui présentaient un axe de symétrie vertical a-t-on porté les fréquences observées dans des ceintures larges de 10° , centrées sur le pôle du plan de projection (la direction de la verticale pour les carottes). Sur ces histogrammes est également portée la courbe correspondant à une densité uniforme.

Les histogrammes sont représentés fig. 7 ; sur cette figure ont été ombrées les fréquences qui s'écartent de manière significative (seuil inférieur à 2 %) de la moyenne.*

3.5.2 - Essai d'interprétation

Admettons que les cristaux de la neige qui se dépose sont orientés au hasard. (Si la population originelle était constituée d'étoiles tombées à plat il y aurait initialement beaucoup moins de cristaux à axes optiques horizontaux).

Les histogrammes montrent que ce sont les cristaux dont les axes optiques font un angle de 40° à 60° avec la verticale qui disparaissent les premiers, au profit de deux dont l'axe optique est voisin de la verticale.

La recristallisation dans les premiers mètres est certainement due aux fluctuations saisonnières de température qui créent dans la couche superficielle un assez fort gradient thermique. En effet, il semblerait qu'il existe deux positions thermodynamiquement favorables à la croissance d'un cristal dans un gradient thermique. Lorsque l'axe senaire, ou un de leurs axes binaires, est parallèle au gradient (axe optique parallèle

* Les limites entre lesquelles les fréquences ont plus de 95 % de chance de pouvoir résulter de l'échantillonnage d'une population distribuée aléatoirement n'ont pas été calculées dans le cas d'une distribution binomiale (c'eut été quelque peu fastidieux) mais déterminées à l'aide des tables de Molina (1942). L'assimilation de la répartition binomiale à une distribution de Poisson n'est pas très rigoureuse dans le cas de la ceinture $80-90^\circ$ car la probabilité que l'on a d'y rencontrer 1 point est 0,18. L'écart entre les deux distributions est néanmoins faible.

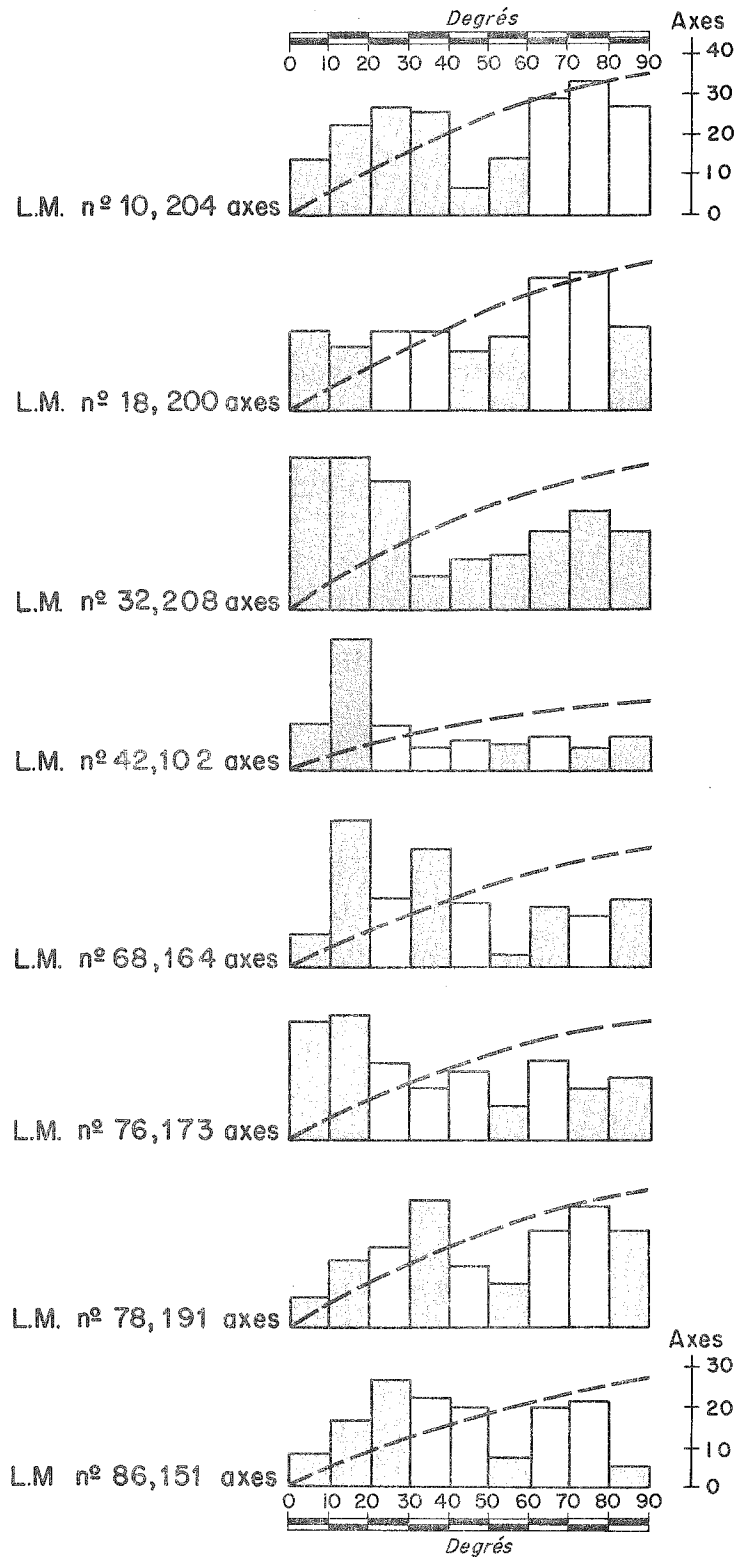
Pour $p = 0,18$ et $N = 100$

$P_{10} = 0,011$ et $P_{27} = 0,009$ pour la distribution binomiale ;

$P_{10} = 0,014$ $P_{27} = 0,010$ pour la distribution de Poisson.

Si l'on prend $N = 200$, $P_{26} = 0,013$ et $P_{47} = 0,011$ pour une distribution binomiale, alors que $P_{26} = 0,016$ et $P_{47} = 0,012$ pour la distribution de Poisson.

Fig. 7 - Inclinaison des axes optiques.
 Histogrammes
 (cf. texte).



ou perpendiculaire au gradient), les cristaux de glace croissent rapidement. Par exemple la surface des lacs ayant gelé très rapidement est constituée d'aiguilles de glace à axes optiques soit verticaux, soit horizontaux (Choumsky 1957 p. 96-97)(d'après Palosuo (1961) la teneur en sels de l'eau qui gèle aurait une influence sur la direction préférentielle).

Plus bas, entre 10 et 30 m de la surface, ce sont les cristaux dont les axes optiques s'écartent de plus de 30° de la verticale qui disparaissent. Dans cette zone la température est pratiquement constante et c'est un autre facteur qui doit intervenir, probablement la pression.

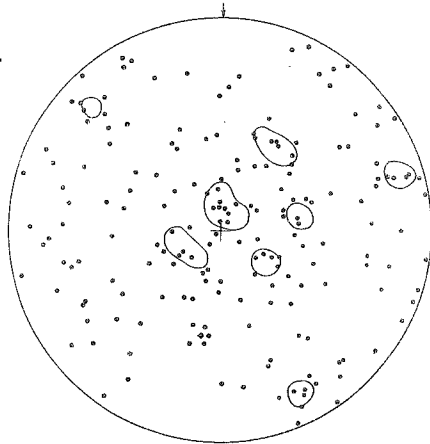
Il se peut en effet que les contraintes ne soient pas hydrostatiques dans le névé, le poids des couches se transmettant comme une tension. Selon les calculs de Brace (d'après la théorie de Mac Donald), la position la plus stable des cristaux de glace soumis à une contrainte uniaxiale est réalisée lorsque les axes optiques forment une ceinture autour de la direction de la contrainte. Cela semble être le cas à partir de 20 m de profondeur (stéréogrammes 42, 68, 78, 86).

Au cours du passage dans le niveau aquifère, l'orientation préférentielle qui était apparue dans le névé disparaît en partie. Le très mauvais état des carottes peut faire penser que l'on a affaire à une véritable bouillie de neige et certains cristaux plus ou moins séparés des autres par un film liquide important ont peut-être pu tourner quelque peu. Néanmoins on continue à observer une tendance des axes optiques à s'écarter de moins de 40° de la verticale.

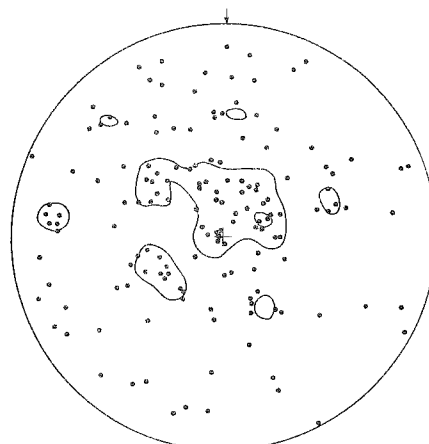
3.5.3 - Erreurs possibles

Ces explications des textures observées n'ont néanmoins qu'une valeur limitée. Si une bonne partie de l'eau que renfermaient les carottes provenant du niveau aquifère s'est écoulée lors du prélèvement, une partie a certainement été retenue par capillarité. Or cette eau a regelé en chambre froide, le gradient de température étant perpendiculaire à l'axe de la carotte. Remarquons tout de même qu'il y aurait de fortes chances, le regel s'étant produit très rapidement, pour que cette eau d'imbibition ait donné un feutrage de microcristaux plutôt que des cristaux arrondis identiques à ceux du névé. Néanmoins l'eau a fort bien pu regeler en grossissant les cristaux favorablement orientés. Comme l'on a instinctivement tendance à déterminer l'orientation des plus grosses sections, les cristaux dont les axes optiques sont horizontaux auraient ainsi repris une certaine importance.

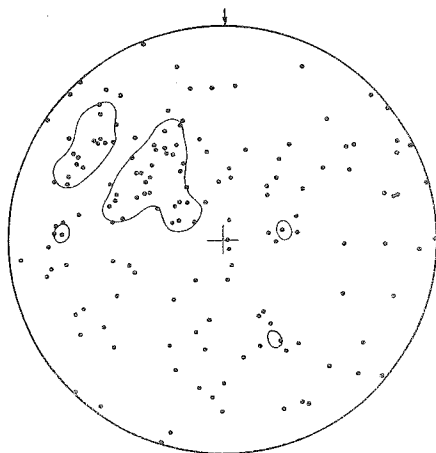
Par ailleurs, les premières carottes (entre 0 et 10 m) sont constituées de névé à grain très fin, à porosité importante, probablement moins stable que le névé plus ancien. Les phénomènes de distillation ont pu être importants et une partie des cristaux dont les axes optiques sont horizontaux ont pu grossir aux dépens des cristaux moins favorablement orientés par rapport au gradient thermique.



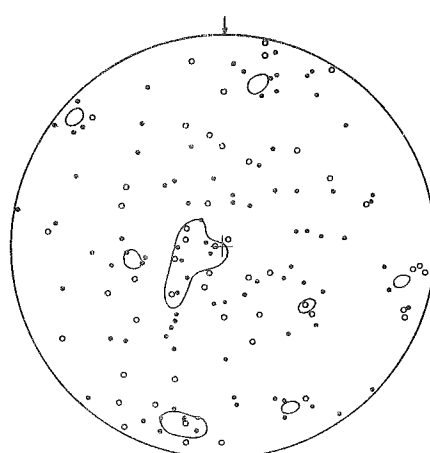
L.M. N° 78-191 cristaux



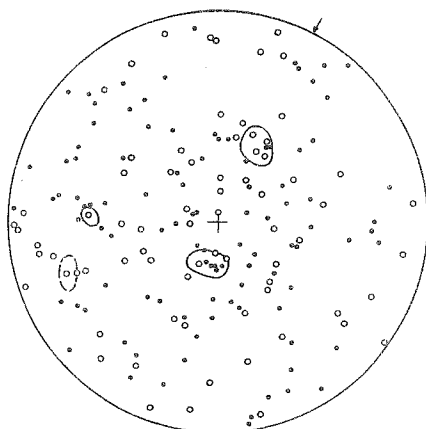
L.M. N° 86-151 cristaux



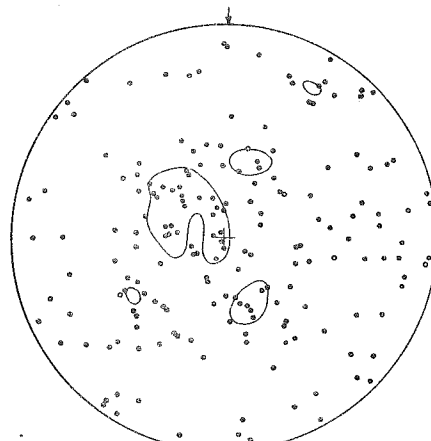
L.M. N° 91-157 cristaux



L.M. N° 93-140 cristaux

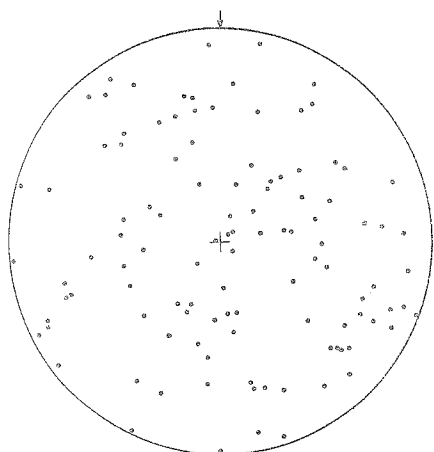


L.M. N° 104-179 cristaux

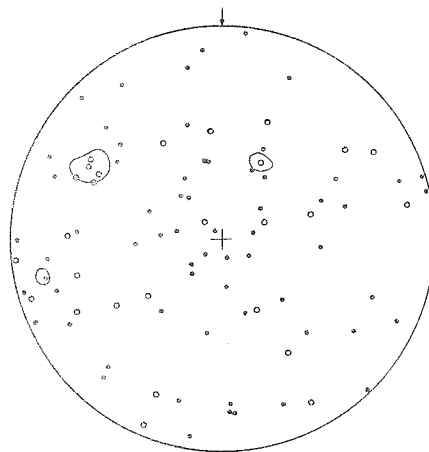


L.M. N° 108-181 cristaux

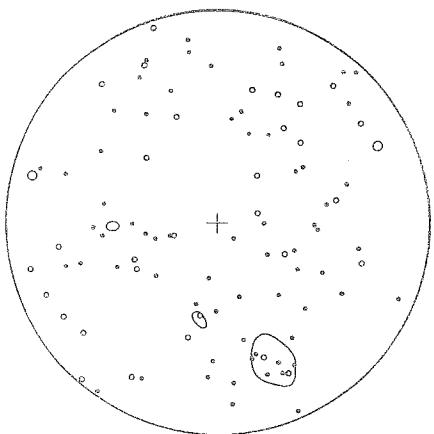
Fig. 8 - Orientation des axes optiques des cristaux de glace sédimentaire.
Lames minces horizontales, projection sur l'hémisphère supérieur, contours à 3,7 et 10 % des points dans 1 % de l'aire. Taille des cristaux : point :: aire < 20 mm², petit cercle : 20 mm² < aire < 100 mm².



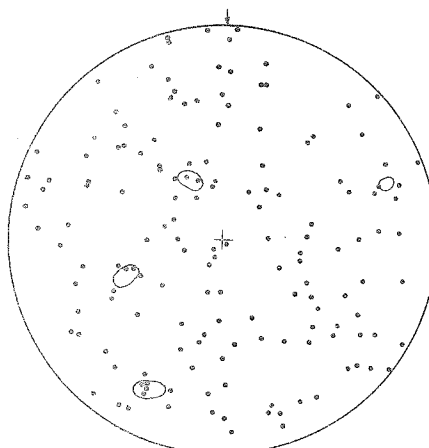
L.M. N° 114-107 cristaux



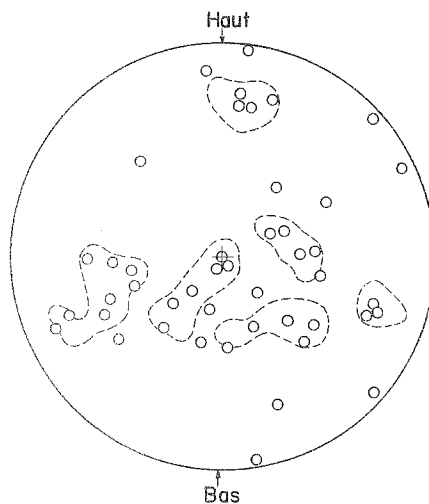
L.M. N° 126-96 cristaux



L.M. N° 128-106 cristaux



L.M. N° 130 a. 154 cristaux



L.M. N° 130 b. 45 cristaux

Fig. 8 (suite) - N. B. lame mince 130 b verticale ; contours à 5 et 10 % des points dans 1 % de l'aire pour les lames 114, 126, 128, 130 b ; cercles : cristaux dont l'aire est $> 100 \text{ mm}^2$.

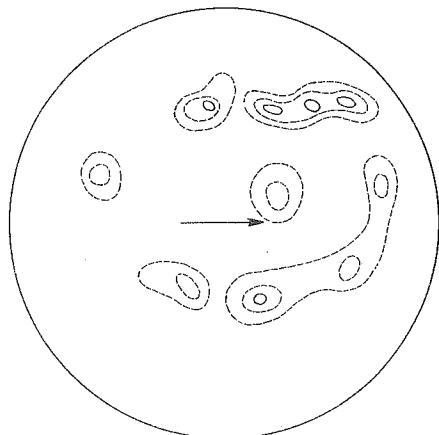


Fig. 9 - Texture d'un échantillon de glace déformé artificiellement - 98 cristaux, contours à 2, 3 et 4 % des points dans 1 % de l'aire. La flèche indique le sens du mouvement.

Dans ce cas (si les détails mis en évidence ne sont que des artefacts), la texture du névé serait donc extrêmement simple et monotone : un maximum d'orientation des axes optiques confondu avec la verticale.

3.6 - Texture de la glace sédimentaire

Dans la glace la texture du névé disparaît immédiatement (fig. 8) et l'on observe plusieurs directions préférentielles (comme sur le glacier). Il y a de grandes différences entre la taille des cristaux d'une même lame, mais il n'y a guère de relation entre leur orientation et leur taille. Une étude plus approfondie de la glace récemment formée à partir d'un névé tempéré est nécessaire.

Quoiqu'il en soit, la disparition de la texture du névé n'est guère surprenante, la texture à plusieurs maximums apparaissant très rapidement dans la glace (la glace déformée artificiellement dans le viscosimètre à glace du Laboratoire de Glaciologie Alpine (Lliboutry et Brepson 1963) montre une texture à maximums multiples, même lors d'expériences n'ayant duré que quelques dizaines d'heures (fig. 9).

4 - Structure du glacier

Dans la zone d'ablation la structure du glacier affleure remarquablement bien. Les principaux éléments structuraux de la surface du glacier sont les crevasses, les failles, les lits de glace microgrenue et la foliation.

4.1 - Foliation

4.1.1 - Description

Un des traits les plus remarquables de la glace des glaciers est son aspect feuilleté (foliation). Cette texture est en général extrêmement bien développée sur la Mer de Glace (comme sur tous les glaciers de vallée de plusieurs kilomètres de long). Dans les parois des crevasses on voit une alternance de couches blanches et sombres de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. Cette différenciation de la glace en couches plus ou moins blanches (suivant leur richesse en inclusions gazeuses) et sombres (lorsque la glace est transparente) n'est visible en surface que lorsque le glacier est lavé par la pluie, mais l'on voit toujours une série de petits sillons (quelques millimètres de profondeur en général) soulignés par de la cryoconite (poussière apportée par le vent). Ces sillons correspondent à la trace de feuillets (quelques millimètres d'épaisseur) formés de cristaux de 1 ou 2 mm de diamètre. Météorisés plus facilement que la glace encaissante dont les cristaux ont plusieurs centimètres de diamètre, les lits microgrenus forment des surfaces de clivage facile : d'un coup de piolet on peut enlever le toit de la couche et déterminer l'orientation de celle-ci. On constate alors que les lits microgrenus sont à peu près parallèles au plan de foliation visible dans les crevasses. Plus rarement on rencontre d'autres lits de glace microgrenue ayant plusieurs centimètres d'épaisseur.

La direction de la foliation est variable : parallèle au lit à proximité des rives, elle devient progressivement perpendiculaire à l'axe du glacier vers le centre (fig. 10). Subverticale à la base des séracs du Géant, elle s'incline lentement vers l'aval pour devenir presque horizontale au voisinage du front (fig. 1). Généralement moins nette au centre du glacier que sur les bords, elle s'estompe progressivement lorsqu'on s'approche de l'extrémité de la langue.

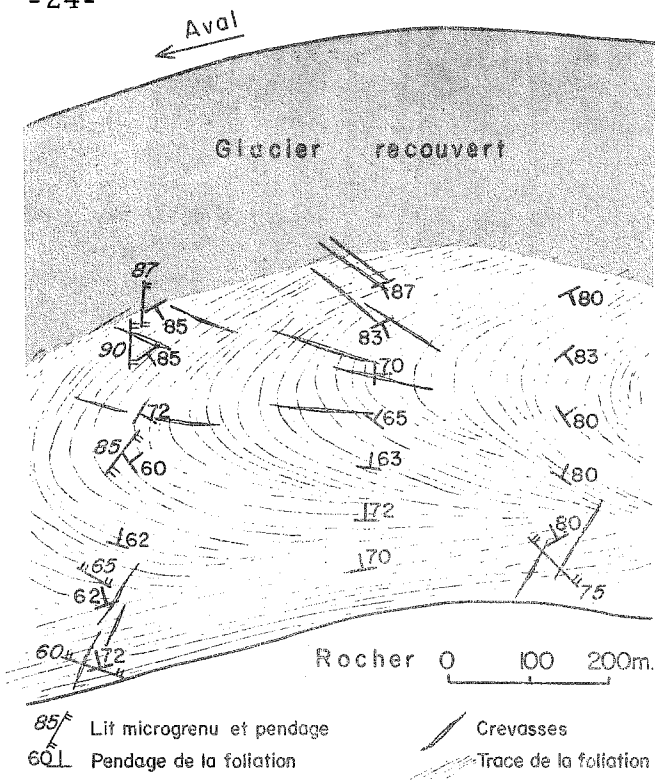


Fig. 10 - Carte structurale d'une portion de la Mer de Glace. (cf. fig. 1)

4. 1. 2 - Origine

Le mouvement de la glace tendant à donner une forme arquée à tout accident non parallèle aux lignes de courant, l'origine des différents feuillets n'est certainement pas unique. Tout trait structural initialement plus ou moins transversal et vertical devient au bout d'un certain temps concordant avec les feuillets qui dessinent en surface une série d'ogives emboîtées.

Bien qu'elle s'estompe lorsqu'on se rapproche du front, la foliation ne peut avoir une origine purement sédimentaire, l'alternance des couches plus ou moins bulleuses du névé ayant été complètement broyée au cours du passage dans la chute du glacier (séracs du Géant). D'autre part si certains lits microgrenus résultent du remplissage des crevasses par la neige (glace d'injection) d'autres semblent avoir une origine tectonique (4. 4).

L'origine dynamométamorphique de la foliation est beaucoup plus défendable. W. B. Kamb (1962) a observé en laboratoire une migration des inclusions gazeuses dans la glace soumise à des contraintes non hydrostatiques. Les bulles mobilisées finissent par se réunir en couches perpendiculaires à l'axe de compression.

Kamb (1959 b) et Meier (1960) pensent que la foliation est un phénomène relativement superficiel : la glace profonde qui arrive en surface au voisinage du front est peu feuilletée (mais la foliation a pu disparaître en route), se produisant au pied des chutes de séracs où le taux de com-

pression longitudinale est extrêmement élevé.

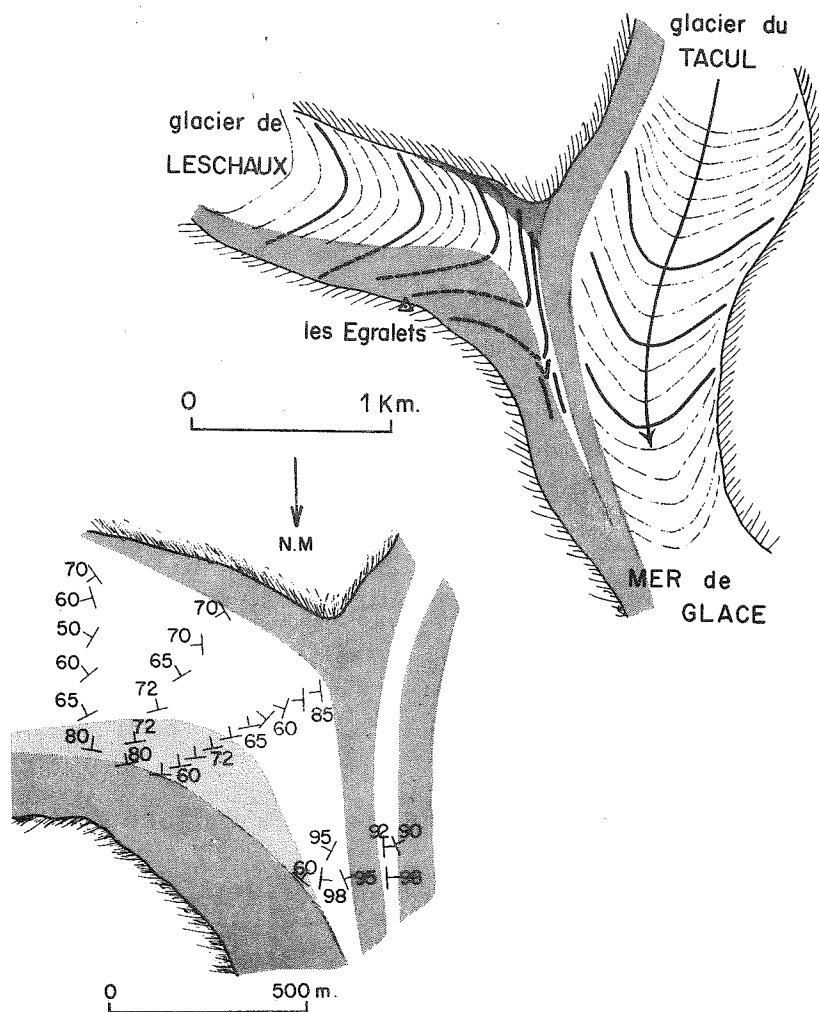


Fig. 11 - Carte de la foliation au confluent des Glaciers de Leschaux et du Tacul.

Mais au pied des séracs se forment également des chevrons. Si la foliation était une texture morte entraînée par le mouvement du glacier, elle serait concordante avec les chevrons. Or à 2 ou 3 km du pied des séracs foliation et chevrons ne sont pas exactement parallèles. Une autre preuve de l'activité de la foliation semble être apportée par la bande noire provenant du glacier de Leschaux (sans chute de séracs et néanmoins feuilletée), car sa texture devient rapidement concordante avec celle de la bande blanche peu après le confluent.

Il est difficile de suivre avec précision l'évolution de la foliation après la réunion du Glacier de Leschaux avec la Mer de Glace, le glacier

étant extrêmement recouvert. Néanmoins il ne semble pas se former de nouvelle texture feuilletée après le confluent, la bande blanche de la Mer de Glace écrasant la bande noire contre la rive droite. En réalité c'est l'aplatissement des ogives de la foliation du Glacier de Leschaux qui rend la foliation homogène sur toute la longueur de la Mer de Glace (fig. 11). Ce phénomène est exceptionnel. Lorsque deux glaciers confluent les deux séries d'ogives restent plus ou moins individualisées jusqu'au voisinage du front (Allen et al. 1960), (Ruther 1965), mais dans ces deux cas (Blue Glacier et Gulkana Glacier) il s'agit de glaciers assez peu actifs (vitesse maximum en surface de l'ordre de 40 m/an pour le Gulkana Glacier) dont la texture est certainement "morte". La carte structurale d'un grand glacier composé de l'Alaska ou du Karakorum serait extrêmement intéressante à ce point de vue, mais, à ma connaissance, elle ne semble pas exister.

Nous pouvons essayer de voir si la foliation est une texture morte entraînée par le mouvement du glacier en admettant qu'elle apparaît, perpendiculaire à la surface du glacier, au pied de la chute de séracs.

4. 1. 3 - Rotation due au fluage de la glace

En prenant comme loi de déformation de la glace la relation :

$$\dot{\gamma} = B \tau^n$$

$\dot{\gamma}$ = vitesse de cisaillement
 $B = 0,17$
 τ = tension de cisaillement (bar)
 $n = 3$

La vitesse de rotation d'un plan à z mètres de la surface est :

$$\dot{\gamma} = \frac{d(\operatorname{tg} \theta)}{dt} = B \left(\frac{\rho g z \sin \alpha}{2} \right)^n \quad \text{pour un profil en demi-cercle}$$

avec $\sin \alpha =$ pente de la surface

$\rho g = 0,087$ dans le système d'unités mètres, an, bar

$\theta =$ angle du plan avec la normale à la surface.

En outre le glacier se trouve suivant les points en compression ou en extension, ce qui tendra à redresser ou à incliner plus fortement vers l'aval le plan considéré.

En posant $\dot{\epsilon}_x = - \frac{\partial u}{\partial x}$

la vitesse de rotation sera : $\frac{d(\operatorname{tg} \theta)}{dt} = B \left(\frac{\rho g z \sin \alpha}{2} \right)^n + 2 \dot{\epsilon}_x \operatorname{tg} \theta$

l'intégration entre $t_0(\theta_0)$ et $t_1(\theta_1)$ pour une profondeur donnée ($\dot{\gamma} =$ constante) donne (Nye 1957) :

$$\dot{\gamma} = \frac{2 \dot{\epsilon}_x}{\exp(2 \dot{\epsilon}_x t_1) - 1} \left[\operatorname{tg} \theta_1 - \exp(2 \dot{\epsilon}_x t_1) \cdot \operatorname{tg} \theta_0 \right]$$

$$\text{soit } \operatorname{tg} \theta_1 = \exp(2 \dot{\epsilon}_x t_1) \left[\frac{B \tau^n - \operatorname{tg} \theta_0}{2 \dot{\epsilon}_x} \right] - \frac{B \tau^n}{2 \dot{\epsilon}_x}$$

Les données nécessaires au calcul et les rotations correspondant aux différents trajets (glace se trouvant initialement à 100, 150 et 200 m de profondeur) sont réunies fig. 12.

La foliation semble tourner beaucoup moins vite qu'elle ne devrait selon nos calculs (fig. 13). Par contre rappelons qu'un calcul de ce genre (Allen et al. 1960) a donné, pour le Blue Glacier, une rotation théorique inférieure au pendage de la foliation (37° contre 45°).

Mais ces calculs sont beaucoup trop schématiques pour permettre une vérification quantitative sérieuse de la rotation d'un plan. Ne connaissant que les vitesses en surface on considère que $\partial u / \partial x$ est constant sur toute la section du glacier. Or c'est certainement faux dans certaines régions.

Considérons par exemple la région du confluent du Glacier du Tacul et du Glacier de Leschaux. Sur le Glacier du Tacul la section transversale du glacier est à peu près un demi-cercle de 400 m de rayon (Vallon 1961). La vitesse en surface (u_0) est d'environ 70 m/an et la pente superficielle ($\sin \alpha$) 0,05 (Baussart et al. 1965). Un ordre de grandeur de la vitesse de glissement u_b est donné par :

$$u_b - u_0 = \frac{B}{n+1} \left(\frac{\rho g \sin \alpha}{2} \right)^n R^{n+1} \quad (\text{Lliboutry 1965 p. 576})$$

soit u_b de l'ordre de 60 m/an.

Au niveau de la rupture de pente l'épaisseur est de l'ordre de 150 m (Gluck 1967), la pente superficielle 0,17 et la vitesse en surface d'environ 100 m/an.

Le glacier étant très large par rapport à son épaisseur, la vitesse de glissement est donnée dans ce cas par :

$$u_b = u_0 - \frac{B}{n+1} (\rho g \sin \alpha)^n R^{n+1} \quad (\text{Lliboutry 1965 p. 575})$$

soit environ 30 m/an.

Plus bas le lit peut être à nouveau assimilé à un demi-cercle de rayon 300 m (Gluck), ce qui nous donne 60 m/an pour u_b (avec $\sin \alpha = 0,09$ et $u_0 \approx 80$ m/an).

Ainsi lorsque la surface est en extension la glace au voisinage du lit est en compression (partie supérieure de la rupture de pente) ; la rotation de la foliation sera plus faible que prévu en profondeur. Le phénomène inverse se produit plus bas mais nous connaissons avec trop peu de précision les vitesses en profondeur pour voir si les deux effets se

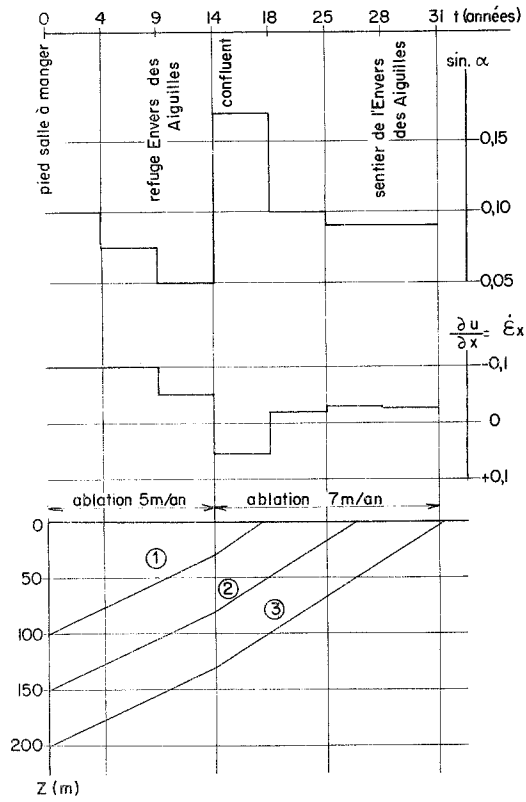


Fig. 12 - Eléments nécessaires au calcul de la rotation de la foliation pour les points 1, 2, 3. de la figure 13.

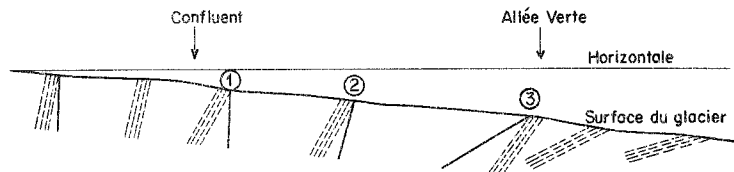


Fig. 13 - Foliation réelle (pointillé) et rotation théoriques (trait)

compensent.

On peut considérer qu'en première approximation la rotation théorique d'un plan initialement vertical est du même ordre de grandeur que la variation de pendage de la foliation. Il n'en est pas moins possible qu'en profondeur la foliation initiale s'estompe peu à peu lorsque le glacier descend, une texture feuilletée plus jeune se reformant, par exemple dans les régions où le glacier cesse de glisser sur son lit (compression longitudinale forte). Même si ce phénomène existe il n'en est pas moins trop discret pour nous renseigner sur les particularités du mouvement du glacier et la répartition des contraintes dans une région déterminée. Seule l'étude des lits microgrenus les plus jeunes et des crevasses qui s'ouvrent peut nous apporter quelque information à ce sujet.

4.2 - Crevasses et failles

4.2.1 - Cas général

Les crevasses que l'on remarque le plus facilement (50 cm à 1 m de large) montrent des orientations assez diverses mais les plus intéressantes sont les crevasses de quelques centimètres de large qui sont en train de s'ouvrir car le mouvement du glacier ne leur a pas encore fait subir de rotation. La disposition des crevasses qui s'ouvrent à la surface du glacier en dehors des zones de séracs est remarquablement simple (fig. 10) : elles sont plus ou moins parallèles aux surfaces sur lesquelles s'exerce une traction maximum (conformément aux théories de Lagally (1929) et Nye (1952)).

Sur le Saskatchewan Glacier Meier a noté une différence d'orientation entre les crevasses et les plans sur lesquels s'exerce la traction maximale, mais :

a) il fait intervenir l'orientation de toutes les crevasses et non pas seulement des crevasses les plus jeunes ;

b) ses stéréogrammes (Meier 1960, p. 58) montrent que l'écart entre la direction de la traction et le pôle des crevasses diminue (il passe de 20° à moins de 10°) lorsque l'on se rapproche du centre du glacier, c'est-à-dire lorsque le mouvement différentiel de la glace provoque une rotation moins rapide des structures.

4.2.2 - Structure localisée

Lorsque le glacier franchit rapidement un seuil rocheux les crevasses, très rapprochées, sont à peu près transversales et leur lèvre aval est abaissée de quelques décimètres à quelques mètres. Dans les régions où le mouvement du glacier est plus calme, on rencontre également de telles crevasses. Bien que beaucoup plus éloignées les unes des autres, elles semblent toujours en liaison (dans la mesure où on connaît la topographie du lit avec précision) avec des ruptures de pente plus ou moins

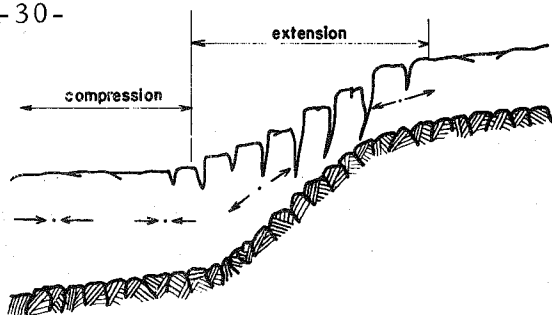
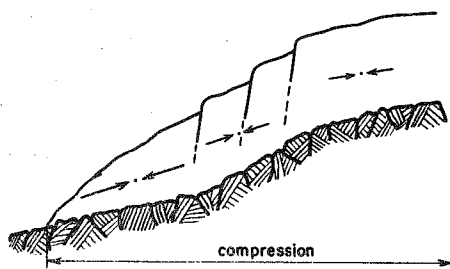


Fig. 14 - Formation des "séracs"
(haut) et des failles (bas).



prononcées du fond.

Les failles présentant un rejet vers le haut de la lèvre amont sont généralement sub-verticales et ne sont guère observables qu'au voisinage du front du glacier. Souvent des lits de glace microgrenue généralement beaucoup plus épais que ceux qui forment la foliation les soulignent. Leur orientation est beaucoup trop différente de celle du plan de cisaillement maximum de l'ensemble du glacier pour que ce soient des surfaces de charriage. Ce serait plutôt l'équivalent des crevasses liées à la topographie du fond dans les zones où l'état de compression longitudinale du glacier empêche l'ouverture de crevasses transversales (fig. 14).

4.3 - Lits de glace microgrenue non parallèles à la foliation

4.3.1 - Description

On peut distinguer des lits :

a) d'injection, les plus épais, correspondant certainement au remplissage de crevasses par la neige ; nous les étudierons plus bas (5.3.3) ;

b) tectoniques, rectilignes et pouvant être suivis en surface sur 10 à 50 m ; ces lits ont le même aspect et la même épaisseur que ceux qui constituent la foliation ; ils sont néanmoins plus éloignés les uns des autres (50 cm à 2 m suivant les régions) ; leur direction est variable ; dans une région d'une centaine de mètres carrés plusieurs directions différentes sont représentées ; certains lits sont à peu près perpendiculaires aux jeunes crevasses, d'autres ont une orientation plus voisine de celle du plan de foliation. Le pendage de ces lits est variable ; à proximité des berges leur pendage diminue lorsque leur trace se rapproche de la direction d'écoulement de la glace (cf. fig. 10).

4.3.2 - Origine des lits microgrenus tectoniques

Reportant sur un stéréogramme l'orientation de tous les éléments structuraux visibles en surface (sans les différencier), Meier (op. cité) et Untersteiner (1955) mirent en évidence des directions d'orientation préférentielles correspondant à l'orientation de ce que nous appelons lits microgrenus tectoniques. Pour Meier ce serait peut-être des fentes dues à la contraction thermique du glacier ; Untersteiner par contre pense que ces "bands" (non décrites) seraient des surfaces de cisaillement.

Cette dernière interprétation ne nous semble guère acceptable. La direction de cisaillement invoquée par Untersteiner fait un angle de 45° avec la surface, or le pendage moyen de ces éléments structuraux est de 60° sur le Pasterzenkees, 60 à 90 grades sur la Mer de Glace. On ne peut invoquer un redressement des lits microgrenus tectoniques dû à l'écoulement compressif du glacier (4.2.3) car sur la Mer de Glace ces lits sont d'autant plus inclinés qu'ils sont plus anciens.

Nous ne savons pas si ces lits se poursuivent dans toute la masse du glacier mais ils semblent en tout cas ne pas être un trait structural seulement superficiel. En effet la disposition des crevasses récentes (accidents purement superficiels, leur profondeur étant de quelques dizaines de mètres au maximum) suggère un comportement indépendant de la bande blanche (fig. 10). Le recouvrement morainique de la bande noire semble introduire une perturbation dans la répartition des contraintes en surface alors que les mesures de vitesses effectuées par Vallot (1900) * montrent que la présence de la bande noire ne crée aucune anomalie dans le mouvement du glacier (mais l'essentiel de la déformation de la glace a lieu en profondeur et la contribution au mouvement du glacier de la zone superficielle crevassée est négligeable). Contrairement aux crevasses, les lits microgrenus ont une disposition qui rappelle mieux que la Mer de Glace se comporte comme un courant unique. Leur origine est donc relativement profonde, soit parce que les contraintes anisotropes nécessaires à leur formation ne sont pas atteintes en surface (les crevasses découpant une série de blocs entraînés passivement et soumis à des contraintes réduites), soit parce que leur apparition nécessite l'existence d'une pression hydrostatique importante.

L'orientation de ces lits pourrait faire penser qu'ils se forment perpendiculairement à la direction de compression maximum (puis entraînés par le mouvement du glacier ils tourneraient et finiraient par devenir parallèles à la foliation) ; mais s'ils se forment en profondeur ils auront tourné lorsqu'ils affleureront. En outre on voit mal comment des ruptures pourraient se produire suivant cette direction. En effet si l'on se rapporte

* Ce n'était malheureusement pas exactement dans cette région, mais 1 km plus en aval.

à la théorie de Mohr les ruptures dans la glace (matériel relativement fragile) se produiraient à peu près parallèlement à l'axe de compression. Ceci ne rend compte que de l'apparition des crevasses.

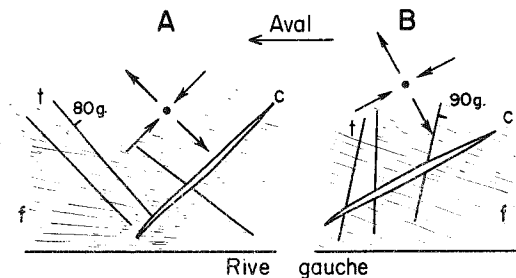


Fig. 15 - Jeunes crevasses (c), lits de glace microgrenus tectoniques (t) et foliation (f). Au niveau du départ du sentier de l'Envers des Aiguilles (A) et du refuge du Requin(B).

Ces lits microgrenus correspondraient-ils à des ruptures par cisaillement sur des plans faisant un angle de 45° avec les contraintes ? Dans ce cas sur les bords du glacier on aurait formation de lits microgrenus parallèlement et perpendiculairement à la foliation. Se formant en profondeur, ils émergeraient après avoir tourné de 45° , c'est-à-dire (pour un glacier dont la section est un demi-cercle) de rayon 400 m, avec une pente superficielle de 0,1 et une ablation annuelle de 8 à 10 m) au bout de un ou deux ans. Dans ce cas les lits microgrenus feraient un angle plus grand avec les jeunes crevasses sur le Glacier du Tacul (ablation de 2 à 5 m/an) qu'au voisinage du front (ablation supérieure à 10 m/an. C'est en réalité le contraire qui se produit (fig. 15) ; mais au pied du Refuge du Requin l'orientation des lits microgrenus est également incompatible avec une position primitive normale à l'axe de compression. Remarquons que le glacier du Tacul glissait rapidement sur son lit, les contraintes ne font pas forcément un angle de 45° avec la rive ; leur direction est à priori à peu près quelconque et sur la figure nous les avons placés de manière à rendre compte de la direction des crevasses.

Peut-on néanmoins considérer les lits microgrenus comme des surfaces listriques parallèles au plan de cisaillement maximum non per-

manent (ce qui expliquerait l'absence de rejet observée)* ? Dans cette hypothèse leur origine serait généralement relativement profonde (ils émergent normalement après avoir tourné de 45°) mais ils pourraient atteindre la surface dans les régions où la compression longitudinale est particulièrement forte ($\partial u / \partial x > 0, 1$ au niveau du Refuge du Requin).

Le problème y étant simplifié par l'absence de rotation de la trace des structures sur le plan horizontal après leur formation, il est tentant d'étudier la structure dans la partie centrale du glacier ; malheureusement les lits microgrenus tectoniques y sont assez rares. On observe parfois des lits microgrenus plus ou moins verticaux (ou perpendiculaires à la surface du glacier) suivant deux directions faisant un angle d'environ 45° avec la direction d'écoulement de la glace. Ce sont bien des directions de cisaillement. Mais généralement au centre du glacier les lits microgrenus sont subverticaux et perpendiculaires à l'axe du glacier. C'est seulement dans la partie aval du glacier, au niveau du Montenvers, que des lits perpendiculaires à l'axe du glacier, plongeant vers l'amont (30 à 60°), peuvent être considérés comme des surfaces de charriage plus ou moins parallèles au plan de cisaillement maximum actif.

4.4 - Conclusion

L'étude de la structure de la surface du glacier ne semble guère être suffisante si l'on veut déterminer l'origine des différents éléments structuraux (sauf pour le cas des crevasses).

De courageuses descentes dans des moulins et des crevasses ont permis à Schwarzacher et Untersteiner (1953) de constater que jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur il n'y avait pas de modification de la structure. Il est donc nécessaire d'aller beaucoup plus bas. Ceci implique la mise en oeuvre d'importants moyens matériels. Les échantillons de glace profonde recueillis par carottages ne présenteront vraiment d'intérêt que si l'on détermine également les composantes du tenseur des déformations à différentes profondeurs. Pour déterminer les trois composantes de la vitesse en différents points des aimants permanents peuvent être utilisés jusqu'à une trentaine de mètres de profondeur (Dupont 1966), mais au-delà il faudrait utiliser des céramiques piézoélectriques (Millecamps et Lafargue 1958).

* N. B. Il ne s'agit pas du même plan de cisaillement que celui invoqué par Untersteiner. Nous faisons intervenir les forces agissant dans un plan horizontal alors que Untersteiner considère ce qui se passe dans un plan vertical. Au voisinage des berges il nous semble en effet plus logique d'attribuer l'essentiel de la déformation au cisaillement parallèle à la berge plutôt qu'à la compression longitudinale.

5 - Pétrographie de la glace

5.1 - Introduction

"La glace du glacier est un conglomérat de grains cristallins pressés et enchâssés les uns contre les autres, à faces limites non planes, irrégulières, juxtaposées, adhérentes. Chaque grain est formé d'un cristal, d'un seul cristal, souvent énorme." (Forel 1882). Après les observations des pionniers Hugi, Forel, Emden, l'étude la plus importante est celle de Seligman (1949) et (1950). Déterminant la taille moyenne des cristaux en différents points de nombreux glaciers en Suisse et en Norvège, il mit en évidence les facteurs conditionnant la taille des cristaux :

1) La température : les cristaux des glaciers tempérés sont plus gros que ceux des glaciers froids.

2) Les contraintes : les cristaux sont relativement petits dans les régions les plus actives (pente superficielle forte, centre du glacier).

3) Le temps : la taille des cristaux augmente de la rimaye au front du glacier.

Ahlmann et Droessler (1949) confirmèrent ces résultats et remarquèrent en outre que l'on pouvait, sur de grandes surfaces (renfermant plus de 300 cristaux), observer une alternance de bandes plus ou moins parallèles formées de cristaux de taille moyenne variable.

Kamb (1959 b), étudiant le Blue Glacier, distingue trois types de glace :

1) La glace grenue bulleuse (coarse bubbly ice) que l'on peut également appeler glace feuilletée ou glace active, constitue la plus grande partie du glacier.

2) La glace grenue claire (coarse clear ice) que l'on rencontre dans les parties stagnantes.

3) La glace microgrenue (fine ice) provenant du remplissage de crevasses par la neige.

Choumsky (1955) avait déjà reconnu deux autres types :

4) La glace bulleuse hétérométrique (que l'on rencontre dans les zones soumises à des déformations intenses).

5) la glace de congélation.

Sur la Mer de Glace nous n'avons pas rencontré de zones de glaces stagnante, et nous distinguerons génétiquement trois types de glace:

- 1) La glace feuilletée (coarse bubbly ice de Kamb)
- 2) La glace d'injection
- 3) La glace cataclastique.

5.2 - Glace feuilletée

Généralement lorsqu'on fait apparaître les limites des cristaux, que ce soit en amorçant une fusion préférentielle à la limite des grains par irradiation ou en examinant entre polaroïds une lame mince taillée perpendiculairement au plan de foliation, la texture feuilletée de la glace semble disparaître. De forme très irrégulière et de relativement grande taille, les cristaux ne semblent guère affectés par la foliation : ils peuvent se prolonger à travers plusieurs lits en poussant des apophyses dans toutes les directions. De loin en loin ce puzzle de gros cristaux engrenés est coupé par un lit de petits cristaux plus ou moins arrondis, parfois légèrement allongés parallèlement à la foliation.

Néanmoins si dans un échantillon où le plan de foliation est bien marqué on étudie la morphologie des sections des cristaux parallèlement et perpendiculairement à ce plan, on note une très sensible différence d'aspect (fig. 16 et 17). Les sections des cristaux sont souvent plus irrégulières dans un plan parallèle à la foliation que dans un plan perpendiculaire. Il semble d'ailleurs que les gros cristaux engrenés soient plus ou moins aplatis parallèlement aux feuillets. Pour mettre ceci en évidence il n'est que d'étudier la granulométrie de deux sections : une parallèle à la foliation, l'autre perpendiculaire. Plutôt que de planimétrer toutes les sections des cristaux ou même de mesurer la longueur de leurs deux axes principaux pour obtenir approximativement leur surface comme le font Ahlmann et Droessler, il est beaucoup plus rapide d'utiliser la méthode de Seligman, qui est pratiquement aussi précise dans le cas où la forme des cristaux s'écarte fortement de celle du parallélogramme; on compare l'aire des différentes sections de cristaux aux aires d'une série de cercles dont les diamètres forment une progression géométrique. Les calibres proposés par Seligman ont les diamètres suivants (en cm) : 0,25 - 0,4 - 0,6 - 1,0 - 1,6 - 2,5 - 4,0 - 6,3 - 10,0. Par cette méthode il est facile de voir entre quelles valeurs est comprise l'aire d'une section. L'histogramme des fréquences observées permet de se faire une idée de la population, mais il est difficile de dire si les petites sections correspondent réellement à des petits cristaux car la solution du problème n'est connue que dans le cas d'un agrégat formé de grains sphériques (Jellinek 1957). Les cristaux de glace de glacier présentant de nombreuses apophyses on observe des fréquences anormalement élevées pour les petites aires (alors qu'il semblerait plutôt que dans la glace engrenée d'un même feuillet tous les cristaux occupent approximativement le même volume).

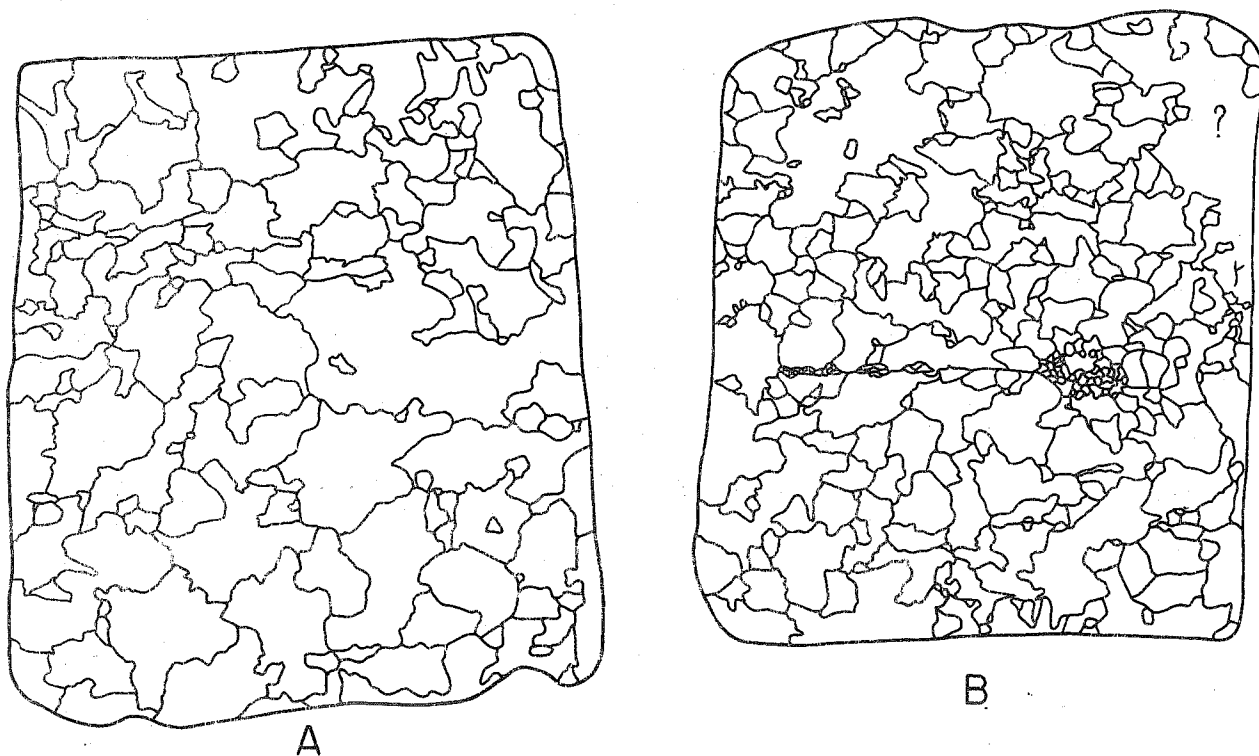
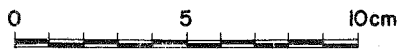


Fig. 16 - Sections des cristaux de glace (Mer de Glace 3, d'après frottis)
A : dans un plan parallèle à la foliation. B : dans un plan perpendiculaire.

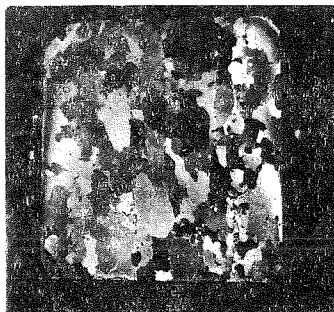
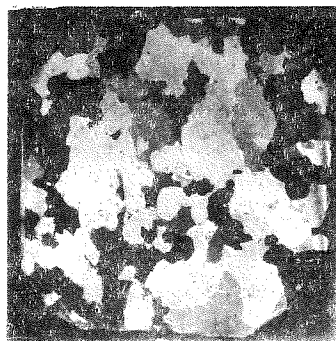
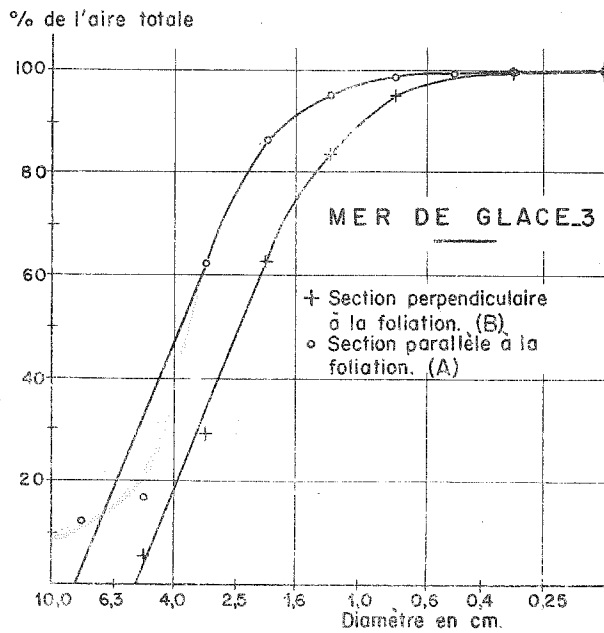
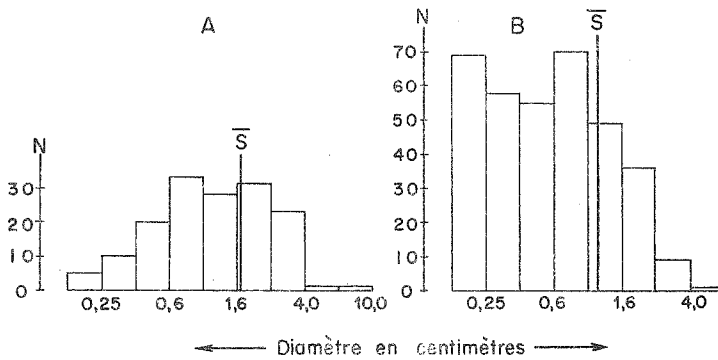


Fig. 17 - Lames minces du même bloc - A droite lame verticale perpendiculaire au plan de foliation (les cristaux aciculaires se sont formés lors du collage de la glace sur la plaque de verre), à gauche lame mince parallèle au plan de foliation (x 1/3).

Fig. 18 - Granulométrie des sections reproduites fig. 16.



Courbe cumulative des aires occupées par les différentes classes.

Granulométrie au point 3. L'échantillon a été prélevé à une vingtaine de centimètres de la surface, au centre du glacier, dans une zone où la foliation, bien que moins développée qu'au point 5 (fig. 21), est assez nette. Ayant fait apparaître (par irradiation avec une lampe flood) les limites des cristaux on peut obtenir une réplique de la surface sur une feuille de papier pelure en faisant un frottis avec un crayon très tendre (fig. 16).

Les résultats obtenus sont consignés sur le tableau 2 et la figure

Tableau 2

Mer de Glace 3 section perpendiculaire à la foliation (B)

	Totaux									
∅ cercle	< 0,25	0,25	0,40	0,60	1,0	1,6	2,5	4,0		
		0,40	0,60	1,0	1,6	2,5	4,0	6,3		
aire moyenne correspondante (cm ²)	0,02	0,09	0,22	0,55	1,40	3,45	8,75	21,9		
nombre de cristaux	69	58	55	70	49	36	9	1	347	
aire occupée (cm ²)	1,38	5,22	12,10	38,50	68,60	124,20	78,75	21,9	350,65	
% aire totale	0,4	1,5	3,4	11,01	19,5	35,5	22,5	6,2	100,0	

aire réelle de la section 280 cm²
 en faisant abstraction des sections ∅ < 0,4 cm l'aire moyenne des sections est de 1,28 cm²

Section parallèle à la foliation (A)

	Totaux										
∅ cercle	< 0,25	0,25	0,40	0,60	1,0	1,6	2,5	4,0	6,3		
		0,40	0,60	1,0	1,6	2,5	4,0	6,3	10,0		
aire moyenne correspondante (cm ²)	0,02	0,09	0,22	0,55	1,40	3,45	8,75	21,9	55		
nombre de cristaux	5	10	20	33	28	31	23	1	1	152	
aire occupée (cm ²)	0,10	0,90	4,40	18,15	39,20	106,95	201,25	21,90	55,0	447,85	
% aire totale	0,02	0,19	0,99	4,4	8,8	23,8	45,0	4,7	12,4	100,0	

aire réelle de la section 340 cm² - aire moyenne des sections : 2,17 cm²

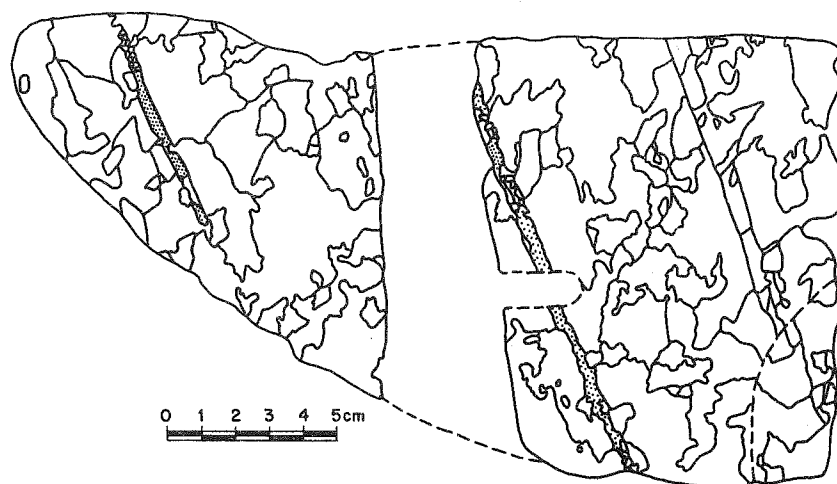


Fig. 19 - Morphologie des cristaux de glace (Mer de Glace 5, d'après diapositives).

La méthode de Seligman étant assez imprécise, la somme des aires déterminée ainsi est d'environ 25 % supérieure à l'aire totale de la surface étudiée. En prenant l'aire réelle des surfaces étudiées on trouve que dans le plan parallèle à la foliation l'aire moyenne des sections des cristaux est de $2,17 \text{ cm}^2$. Dans le plan perpendiculaire, si l'on ne tient pas compte des 127 petits cristaux dont le diamètre est inférieur à $0,4 \text{ cm}$ car ils forment une autre population (glace microgrenue), l'aire moyenne des sections des cristaux engrenés est de $1,28 \text{ cm}^2$. La courbe cumulée des aires montre encore plus nettement que les sections des cristaux par un plan parallèle à la foliation forment une population dont le caractère est différent de celles qui se trouvent dans un plan perpendiculaire : si 52 % de la surface parallèle au plan de foliation est occupée par des sections dont l'aire est supérieure ou égale à 10 cm^2 , les mêmes sections n'occupent que 25 % de la surface perpendiculaire. Notons par ailleurs que les cristaux de la figure 16 ne montrent pas un aplatissement des sections parallèlement au plan de foliation comparable à celui de la photographie d'une lame mince du même bloc (fig. 17). Mais on a affaire à deux sections perpendiculaires au plan de foliation différentes, la photographie représentant une section sub-verticale, le frottis une section sub-horizontale. Ceci nous donne une idée de la morphologie des cristaux de glace engrenée. Bien que de forme très irrégulière, ils ont curieusement tendance à être limités, parallèlement à leur aplatissement, par des surfaces dont les génératrices sont plus ou moins parallèles à la projection du mouvement du glacier sur le plan de foliation. La forme des cristaux est plus simple dans les zones où la schistosité est extrêmement bien développée comme au point 5 (fig. 19). Dans ce cas l'allure des sections des cristaux est la même sur toutes les coupes perpendiculaires à la foliation bien

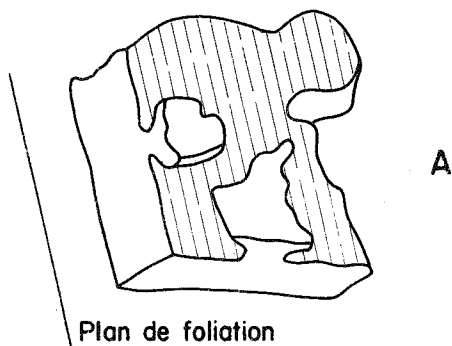
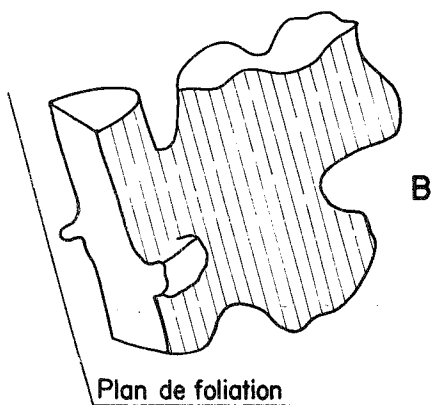


Fig. 20 - Caricature des cristaux de glace.

A : foliation bien développée (schistosité)



B : foliation modérée.

que la forme reste toujours très irrégulière sur une section parallèle à la foliation.

L'allure générale des cristaux de glace suivant l'intensité de la foliation est schématisée sur la figure 20.

Caractère important de la texture (cf. 8. 4) l'aplatissement des cristaux de la glace feuilletée tempérée n'ayant semble-t-il pas été remarqué jusqu'à présent, nous avons tenté de préciser la direction et l'importance de l'allongement des sections des cristaux dans un plan parallèle à la surface du glacier.

Pour ce faire nous avons compté, sur les 4 lames reproduites fig. 21.

- a) le nombre de limites entre les cristaux,
- b) le nombre de limites entre les zones possédant la même orientation (groupes de cristaux dont les axes optiques font partie d'une même direction préférentielle ; les directions "aléatoires" formant un groupe) rencontrées sur des traversées de même longueur (diamètre de lames minces circulaires) et d'orientations différentes (24 diamètres,

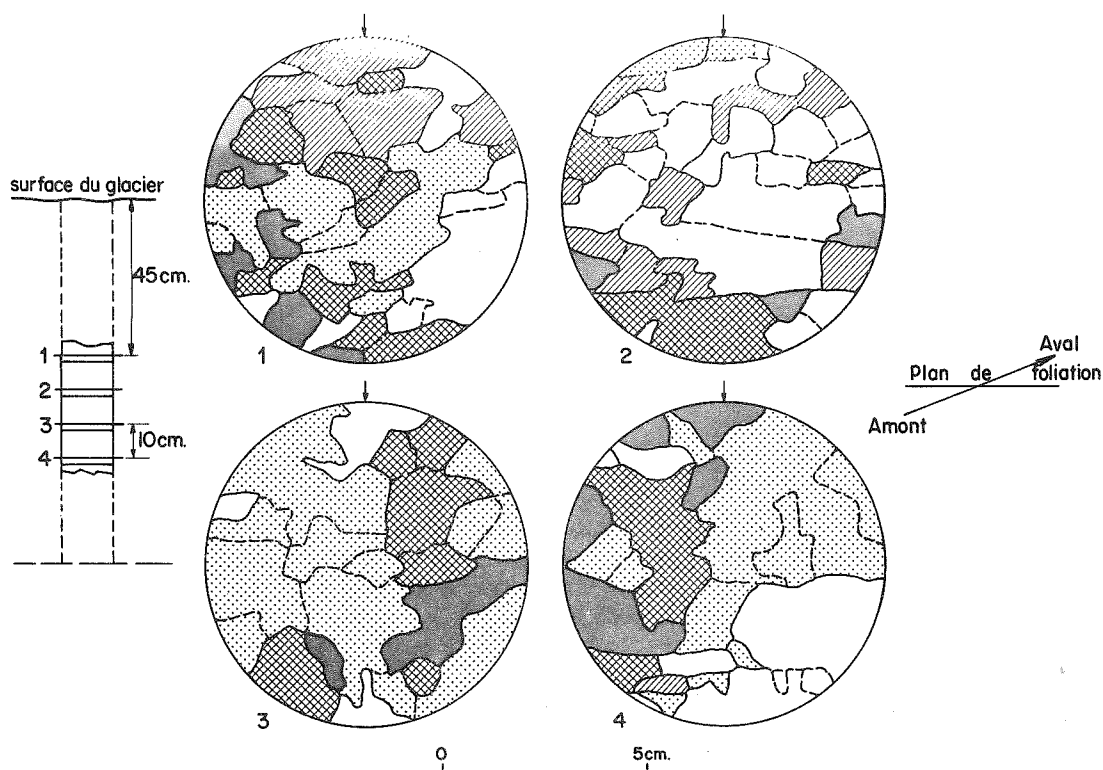


Fig. 21 - Limites des cristaux et régions possédant la même orientation cristallographique (4 directions préférentielles, cf. fig. 29), les cristaux dont les axes optiques sont distribués au hasard sont en blanc. (Mer de Glace 6).

un tous les 15° , sur chaque lame mince).

La représentation graphique des résultats (fréquences d'apparition des limites) a été faite sur un diagramme circulaire (fig. 22).

Le diagramme intérieur correspond aux moyennes des fréquences observées sur les 4 lames. Le diagramme extérieur a été obtenu en remplaçant chaque fréquence par la somme de trois fréquences (moyenne glissante). L'échelle du diagramme adouci est donnée par une série de cercles gradués en distance moyenne entre deux limites (diamètre de la lame sur nombre de limites). A partir du diagramme adouci nous avons déterminé la forme et la taille moyenne des cristaux et des zones possédant la même orientation (fig. 22, bas).

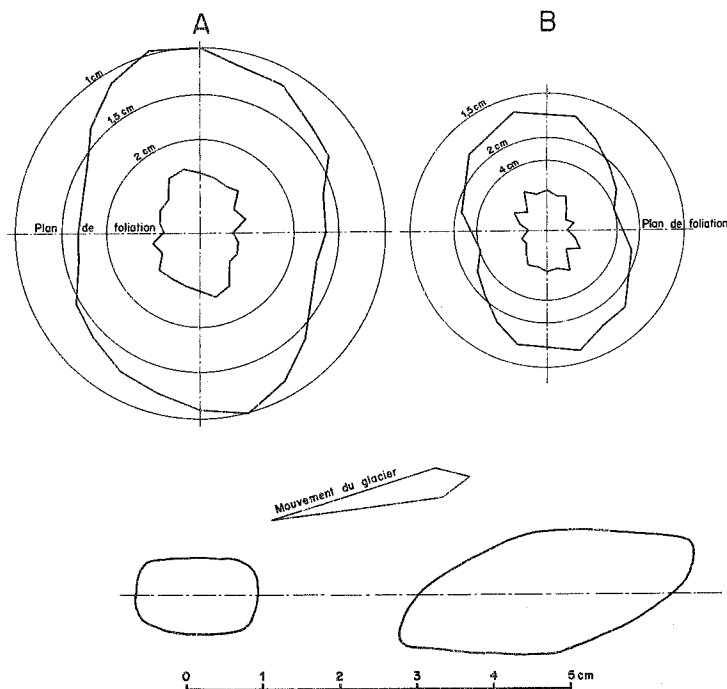


Fig. 22- Morphologie des cristaux (A) et des zones possédant la même orientation cristalline (B).

L'aplatissement des cristaux est très net ($L/l = 1,7$) et ils ont tendance à se grouper (par 3 en moyenne) en régions de même orientation cristallographique qui sont encore plus allongées, à peu près dans le sens du mouvement de la glace. L'orientation des axes optiques des cristaux de la glace feuilletée sera étudiée plus loin (6).

5.3 - Glace d'injection

5.3.1 - Glace d'injection magmatique (glace d'injection pegmatitique)

Le gel de l'eau remplissant une crevasse donne une glace remarquable, très facilement reconnaissable. On a généralement seulement deux rangées de gros cristaux de forme relativement simple. Ces cristaux sont sombres (faible teneur en bulles), et plus ou moins allongés perpendiculairement aux lèvres de l'ancienne crevasse. Lorsque, entraînées par le mouvement du glacier, ces lentilles de glace tournent et deviennent parallèles à la foliation, elles restent assez longtemps reconnaissables sous forme de bandes bleues à cristaux peu engrenés. Nous n'avons jamais déterminé l'orientation des axes optiques des cristaux de ces bandes, mais d'après ce que l'on sait de la glace de lac (Choumsky op. cité) on peut penser que les cristaux sont allongés parallèlement ou perpendiculairement à leurs

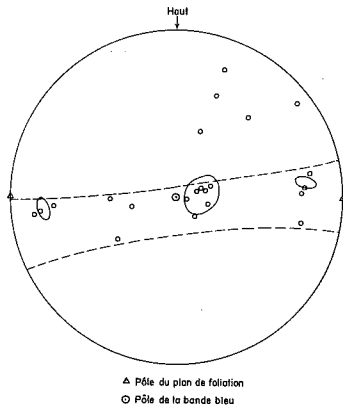


Fig. 23 - Axes optiques d'une bande bleue magmatique. 4 lames, 22 cristaux, projection sur l'hémisphère supérieur (100 m à droite de Mer de Glace 6).

axes optiques.

De nombreuses bandes bleues à gros cristaux engrenés représentent de la glace d'injection magmatique. L'orientation d'une vingtaine de cristaux d'une très belle bande bleue d'une dizaine de centimètres d'épaisseur a donné le stéréogramme de la figure 23 où les axes optiques semblent se grouper dans une zone où l'on devine trois directions préférentielles. Cette texture peut s'expliquer en admettant une croissance préférentielle des grains dont un des axes cristallographiques (le Λ_3 ou un des L_2) est parallèle au gradient de température (normal au plan de la crevasse).

5. 3. 2 - Glace d'injection sédimentaire grenue

Il existe, sur le Glacier du Tacul, des bandes de glace extrêmement blanches provenant de la transformation de la neige remplissant les crevasses de la chute de séracs (cf. 1^{ère} partie § 4).

Mise à part sa teneur extrêmement forte en inclusions gazeuses, la glace des bandes blanches ne présente aucune autre différence pétrographique avec la glace encaissante. On a affaire à de la glace à cristaux de relativement grande taille (sections de 1 à 5 cm²), très engrenés, et dont l'orientation cristallographique est la même que celle de la glace feuilletée voisine (cf. stéréogramme correspondant aux points 9 et 10).

5. 3. 3 - Glace d'injection sédimentaire microgrenue

Généralement à proximité des rives du glacier, dans les régions où la foliation est presque longitudinale, on rencontre assez régulièrement des lentilles très allongées (quelques mètres à une dizaine de mètres de long pour 1 à 5 cm de large) de glace microgrenue (par rapport à la glace encaissante, les cristaux ayant tout de même 1 à 10 mm³). La météorisa-

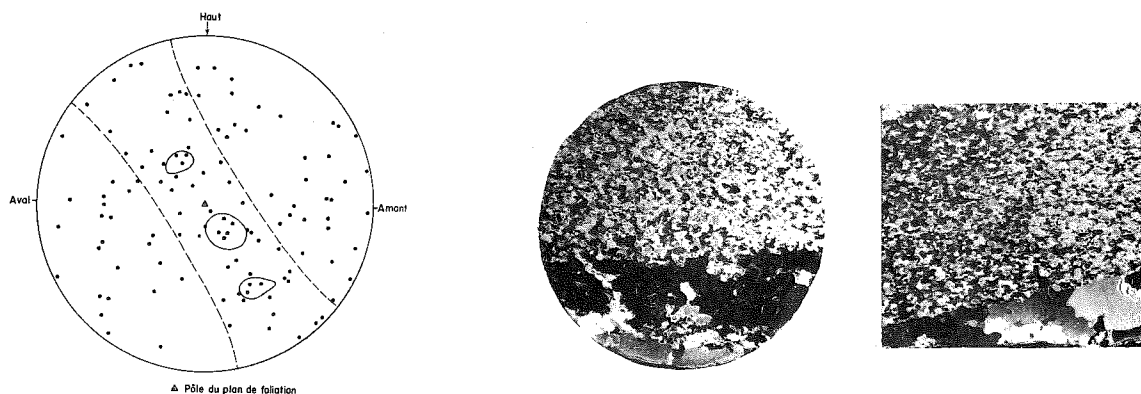


Fig. 24 - Glace d'injection sédimentaire microgrenue. Stéréogramme (1 lame, 118 cristaux, projection sur l'hémisphère supérieur, contour à 3 % des points dans 1 % de l'aire) ; lames minces horizontales et verticales (même gisement, x 1/2).

tion de cristaux non engrenés donne à la glace, à proximité de la surface, l'aspect du névé. Mais à quelques décimètres de profondeur on est en présence d'une roche compacte, à première vue imperméable. Ces couches de glace sont extrêmement riches en inclusions gazeuses.

Sur le Blue Glacier Kamb (1959 b) a trouvé une orientation préférentielle des axes optiques, faible mais indéniable, perpendiculaire au plan du gisement.

Sur la Mer de Glace par contre la seule étude de lit microgrenu parallèle à la foliation que nous avons faite montre une orientation quelque peu différente (fig. 24). Il apparaît trois directions préférentielles dans une zone perpendiculaire à la foliation, faisant un angle de 35° avec la ligne de plus grande pente du plan de foliation. Même si l'on ne tient pas compte de ces trois directions (les densités maximum étant de 3, 5 à 5 % des points dans 1 % de l'aire), il reste une orientation préférentielle : la zone large de 40° représentée sur le stéréogramme. On y trouve 59 axes alors qu'en l'absence d'une structure on devrait trouver (avec un seuil à 5 %) de 29 à 49 axes.

L'origine sédimentaire de cette glace ne peut guère être mise en doute. Kamb a observé sur le Blue Glacier la rotation de crevasses remplies de neige jusqu'à ce que leur direction soit voisine de celle de la foliation. En parcourant la Mer de Glace nous n'avons rien observé d'aussi net que le schéma reproduit par Kamb ; mais l'aspect des lits microgrenus suggère immédiatement une telle origine.

On ne comprend pas très bien pourquoi l'aspect de névé se conserve parfois alors que sur le Glacier du Tacul la neige a recristallisé en

gros cristaux : ce ne peut être une question d'âge car la glace d'injection sur le Glacier du Tacul a 5 ou 6 ans et il faut au moins ce temps pour que la déformation du glacier ait fait tourner un remplissage de crevasse de 100 à 120°.

Peut-être les lits de petits cristaux constituent-ils des régions où se concentre la déformation. Une polygonisation continuelle empêche la croissance des grains dans les parties basses du glacier ; à l'amont, le glacier glissant sur son lit presque sans se déformer, le remplissage des crevasses peut recristalliser. Le plissement de la foliation au voisinage des remplissages de crevasses observé par Kamb peut en effet être considéré comme la preuve que les remplissages de crevasses constituent des zones faibles.

5.4 - Glace cataclastique

5.4.1 - Brèches

Au pied de la chute de séracs les blocs (1 dm³ à 1 m³) des avalanches de glace se soudent et forment un conglomérat. En surface on a un puzzle de régions où l'orientation des feuilletts (sédimentaires ou foliation apparue sur le Glacier du Géant) est quelconque.

5.4.2 - Mylonitisation

Il n'existe pas de différence bien marquée entre les cristaux des lits microgrenus tectoniques non parallèles à la foliation et le remplissage des crevasses, mais l'aspect est tout-à-fait différent. Les gisements de glace d'injection sédimentaire sont relativement courts et épais alors qu'il n'y a que quelques couches de petits cristaux dans un lit microgrenu tectonique de plusieurs dizaines de mètres de long. Fréquemment un lit microgrenu tectonique est en contact avec une bande bleue (glace claire, non bulleuse), mais cette association n'est pas systématique. Nous n'avons décelé aucune orientation cristallographique remarquable dans les bandes bleues "tectoniques", mais peut-être s'agissait-il de bandes bleues relativement anciennes, car il n'y avait pas de relation entre la limite des cristaux et la limite de la bande bleue.

6 - Pétrographie structurale de la glace feuilletée

6.1 - Introduction

Sanders, le premier, remarqua, dès 1935, que la pétrographie structurale qu'il venait de mettre au point pouvait servir à étudier les glaciers d'un point de vue pétrographique. Choumsky (1957) montre, dans son traité de glaciologie structurale, l'intérêt que présentait la méthode structurologique dans l'étude de toutes les formations glaciaires. Parallèlement Bader (1951), qui s'était déjà intéressé à la pétrographie de la neige (1939) essayait cette méthode sur le glacier et Rigsby (1951) étudiant l'Emmons Glacier découvrait que les axes optiques des cristaux de glace sont groupés suivant quatre directions qui, sur un stéréogramme, dessinent un losange autour du pôle du plan de foliation. Etudiant la déformation de la glace en laboratoire Steinemann (1958) trouvait des types d'orientation différents (3 maximums par exemple) ; il suggéra que la structure à 4 maximums provenait peut-être du retournement accidentel de certaines lames minces. Mais l'étude extrêmement soignée que Kamb (1959 b) effectua en 1957 et 1958 sur le Blue Glacier montra qu'il n'en était rien.

Les théories thermodynamiques de la recristallisation de la glace émise par Mc Donald (1957), Steinemann (1958) et Kamb (1959 a) ne rendant guère compte de phénomènes observés, de nouvelles données sur la texture de la glace de glacier s'avèrent nécessaires.

6.2 - Texture de la glace

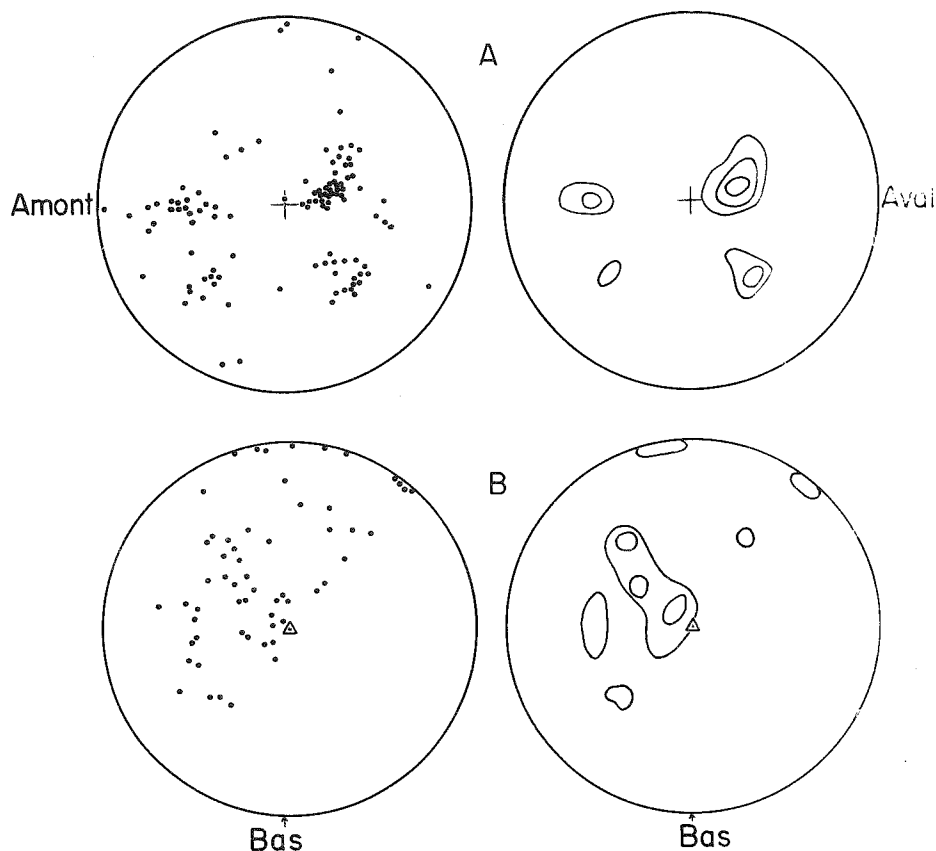
Les stéréogrammes obtenus (fig. 25 a, b, c et d) ne témoignent guère en faveur de la soi-disant texture caractéristique de la glace des glaciers tempérés que Rigsby (op. cité) et Kamb (op. cité) avaient trouvée.

On observe successivement sur la Mer de Glace :

1) Vers l'amont (points 9 et 10) 3 maximums aux sommets d'un triangle plus ou moins équilatéral centré sur le pôle du plan de foliation.

2) Plus bas (7 et 8) on a 4 maximums disposés en losange. Le pôle du plan de foliation coïncidant plus ou moins avec la direction d'orientation préférentielle la plus importante et non pas avec le centre du losange.

Notons qu'il n'y a pas de différence sensible entre l'orientation



A : point 2,
5 lames, 109
cristaux, N. B.
pôle de la pro-
jection : norma-
le à la surface
du glacier.

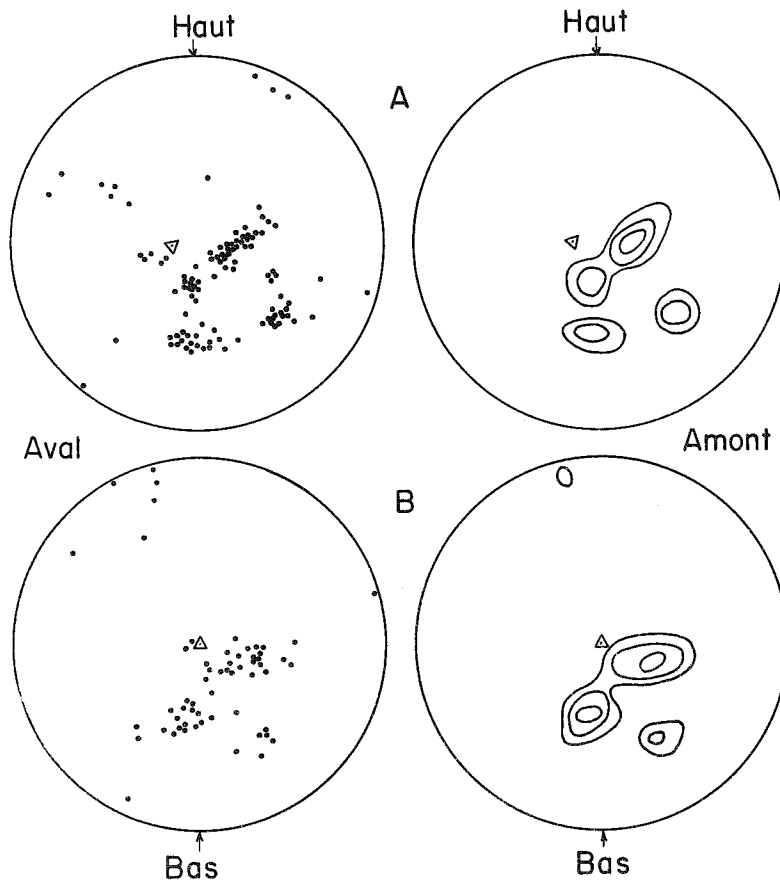
B : point 1,
3 lames, 57
cristaux.

Fig. 25 a - Texture cristalline de la glace feuilletée. Projection sur l'hémisphère supérieur, centrée sur le pôle du plan de foliation (sauf points 2 et 4) ; contours à 5, 10, 15, 20 % des points dans 1 % de l'aire.

des cristaux qui forment la glace des chevrons blancs (10 et 8) et ceux qui se trouvent dans le chevron noir voisin (9 et 7) bien que la glace des chevrons sombres soit beaucoup plus riche en glace bleue que celle des chevrons clairs. La figure d'orientation préférentielle est une caractéristique régionale. (Le fait avait déjà été mis en évidence sur le Blue Glacier par Kamb (op. cité)).

3) La texture de la glace au voisinage de la rive gauche est à peu près la même que l'on soit à 1,5 km du front (4) ou à 2 km (5). Dans cette région l'orientation des axes optiques est tout-à-fait indépendante de la direction du plan de foliation.

4) Si malgré leurs différences les stéréogrammes précédents présentaient une allure somme toute voisine, il n'en est plus de même



A : point 5
4 lames,
111 cristaux
N. B. angle
d'une dizaine
de degrés entre
le pôle du plan
de foliation et le
pôle de la pro-
jection.

B : point 5
3 lames,
58 cristaux.

Figure 25 b

à moins de 500 m de l'extrémité de la langue (1 et 2).

S'il est indéniable qu'il existe une orientation préférentielle des axes optiques au point 1 elle est beaucoup trop faible pour être mise en évidence avec quelque détail sur une population de 57 cristaux. Quoiqu'il en soit, le type d'orientation existant à l'amont s'est estompé.

Au point 2 par contre on a une figure extrêmement nette mais qui n'est également plus comparable à celles que nous avons vues plus haut, dans de la glace plus active.

6.3 - Volume occupé par les maximums

Remarquons que les courbes d'isodensité ne sont pas suffisantes pour décrire la texture et qu'il est aussi utile de savoir quel est le développement des cristaux dont les axes optiques montrent une orientation préférentielle. On constate alors que les maximums de densité ne rendent qu'imparfaitement compte et tendent à sous-estimer l'importance des

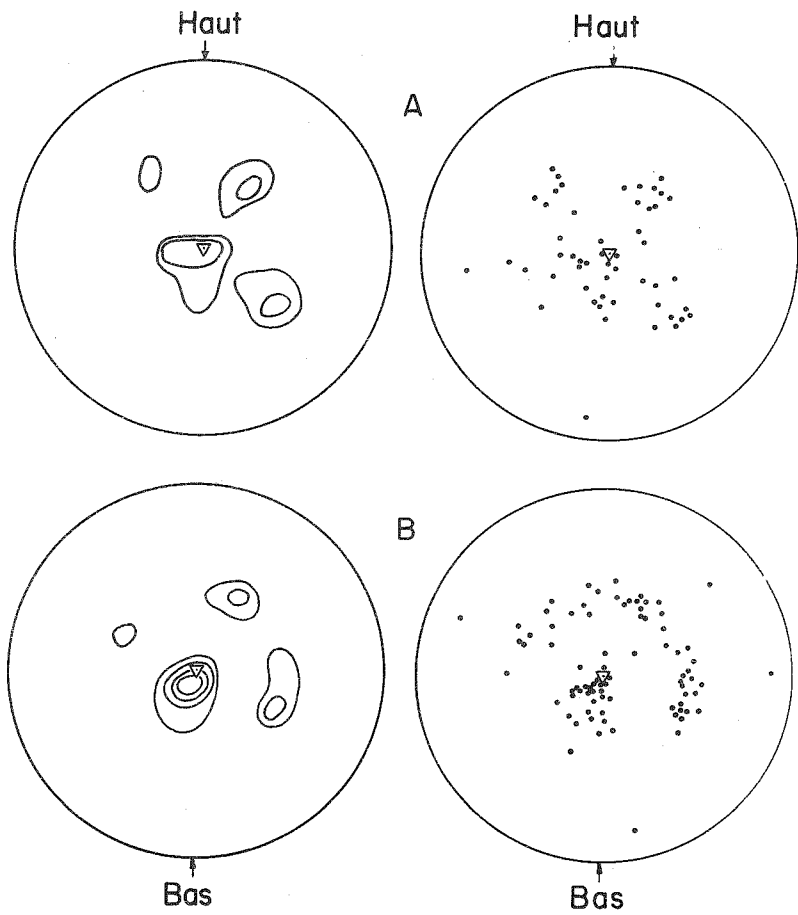


fig. 25c - A : point 7 - 2 lames, 52 cristaux
 (chevron sombre)
B : point 8 - 3 lames, 82 cristaux
 (chevron clair)

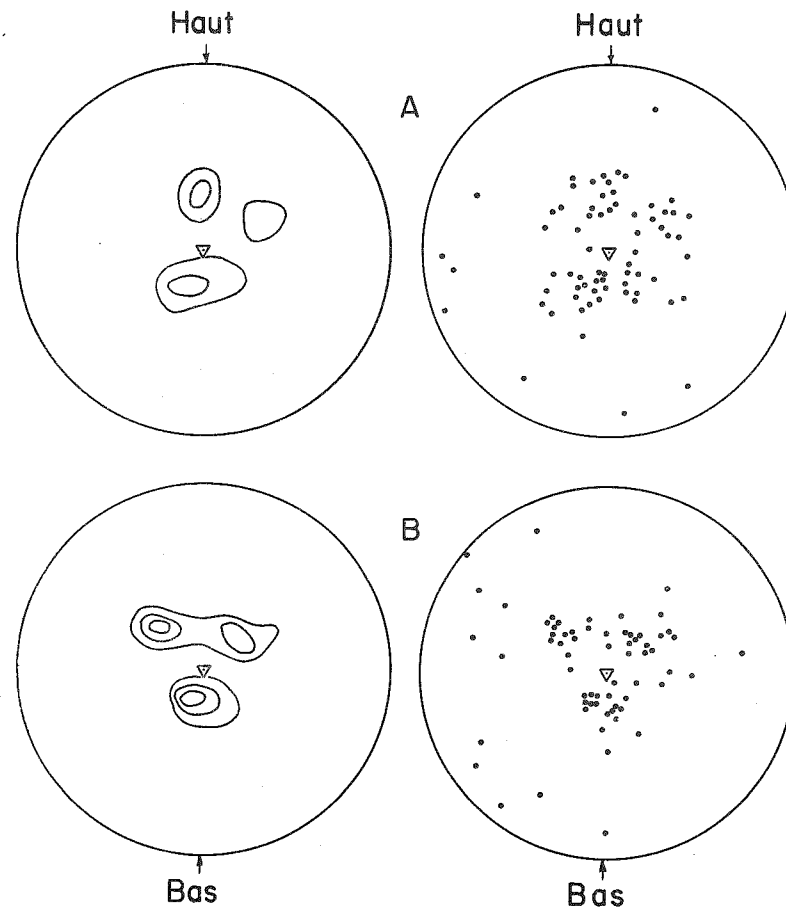


fig. 25d - A : point 9 - 3 lames, 70 cristaux
 (chevron sombre)
B : point 10 - 2 lames, 65 cristaux
 (chevron clair, glace
 d'injection sédimentaire grenue).

zones de glace où les cristaux ont des orientations voisines. (Il est possible qu'en comptant pour un seul cristal toutes les sections montrant la même orientation on ait fait disparaître un certain nombre de cristaux. Nous avons néanmoins pensé qu'il est préférable de diminuer l'importance d'un maximum plutôt que de faire apparaître une direction d'orientation préférentielle qui n'existe pas).

6. 3. 1 - Echantillon 3

Pour la lame 3 D reproduite fig. 27 (à peu près perpendiculaire à la foliation) on constate que :

- 1) La moitié des cristaux ne montrent pas d'orientation préférentielle ; ils n'occupent par contre que le quart de la surface de la lame mince.
- 2) Le maximum d'orientation (20 % des points dans 1 % de l'aire du réseau de Schmidt) ne représente que 30 % des cristaux, mais ceux-ci couvrent 45 % de l'aire de la lame.
- 3) Les deux autres directions préférentielles, plus faibles (densité maximum 10 %), occupent 20 et 10 % de la lame.

Pour la lame 3. 1 reproduite fig. 26 (parallèle au plan de foliation) on a des résultats comparables :

- 1) 20 % de l'aire est occupée par des cristaux orientés d'une manière aléatoire.
- 2) Le maximum le plus important (densité 17 %) couvre environ 45 % de l'aire de la lame.
- 3) Les autres maximums (densité 12, 9 et 9 %) occupent respectivement 10, 15 et 10 % de l'aire de la lame.

Ainsi près de la moitié du volume de l'échantillon est occupé par des cristaux dont les plans de base sont voisins du plan de cisaillement maximum (fig. 28). Néanmoins l'existence d'une orientation cristallographi-

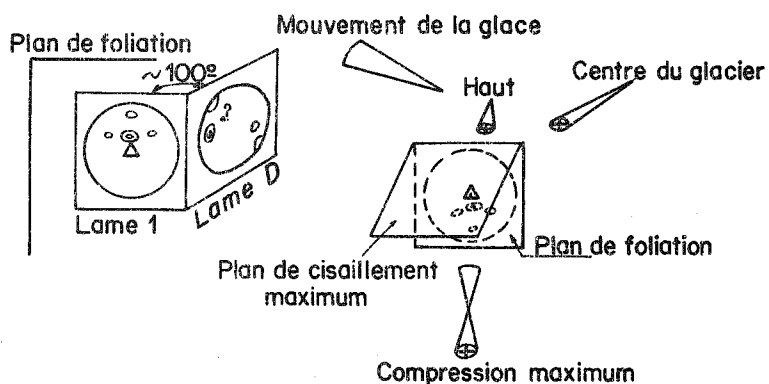


Fig. 28 - Relations topologiques entre les lames 3. 1, 3. D. et les contraintes au point 3.

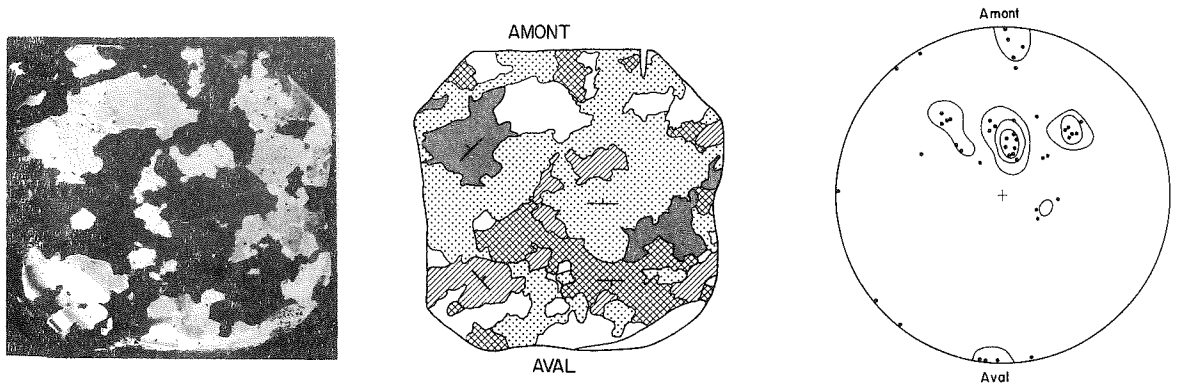


Fig. 26 - Lame parallèle au plan de foliation (X 1/3), limites des zones possédant la même orientation avec traces des plans de base des cristaux et direction du pendage ; stéréogramme (projection sur l'hémisphère supérieur).

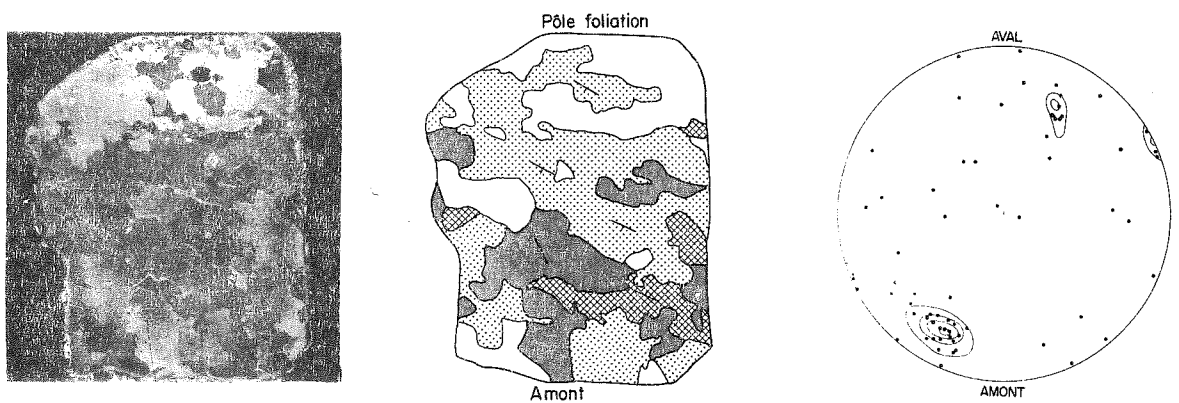


Fig. 27 - Lame perpendiculaire au plan de foliation (X 1/3) mêmes conventions que sur la fig. 26.

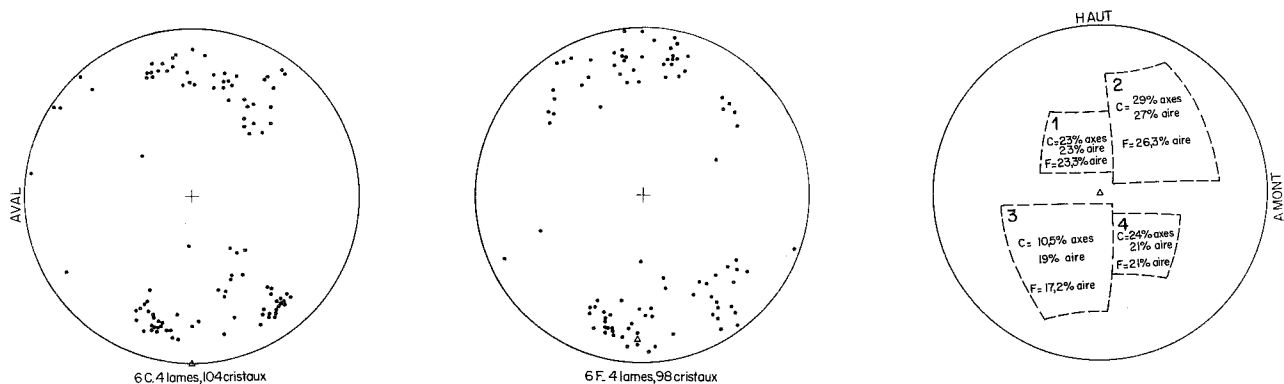


Fig. 29 - Stéréogramme 6. C et 6. F. (points séparés d'une vingtaine de mètres). Lames sub-horizontales, projections sur l'hémisphère supérieur (sur le terrain), aires occupées par les différents maximums (rotation de 90° du stéréogramme de droite pour amener le pôle du plan de foliation (triangle) au centre du diagramme).

que extrêmement favorable à la déformation de la glace ne semble pas être aussi généralisée que la texture à maximums multiples.

6. 3. 2 - Echantillons 6 C et 6 F

En effet au niveau de Trélaporte l'étude de deux échantillons prélevés à une cinquantaine de mètres l'un de l'autre a donné des résultats très différents (fig. 29).

Les 4 directions d'orientation préférentielle ont à peu près la même importance.

6. 3. 3 - Echantillon 2

La foliation étant peu marquée les lames minces ont été taillées horizontales.

Remarquons que bien que les lames aient été taillées à une dizaine de centimètres les unes des autres le risque de mesurer plusieurs fois l'orientation du même cristal n'a pas été complètement éliminé, certains cristaux montrant des sections de 7 ou 8 cm de long.

Il est donc peut-être bon de ne pas attacher une très grande importance au nombre de points formant sur la projection stéréographique les différents maximums, mais on peut tout de même accorder une certaine valeur au diagramme de densité : si l'on considère les diagrammes partiels correspondant aux deux lames les plus éloignées, pour lesquelles le risque de rencontrer des sections du même cristal est faible, nous voyons nettement apparaître les mêmes directions préférentielles.

Les caractéristiques des différentes régions du stéréogramme

sont représentées fig. 30. Les trois directions préférentielles principales ont à peu près le même développement. Le maximum I est formé de cristaux relativement petits. On peut donc penser que cette orientation est dynamiquement assez peu favorable. Les cristaux en se déformant se polygonisent plus ou moins. Mais alors pourquoi un si grand nombre de cristaux ayant une orientation si peu favorable au mouvement ? Nous sommes dans une région voisine du front où la vitesse de déformation de la glace est relativement faible, et l'effet des tensions n'est peut-être plus le seul facteur affectant de manière sensible la recristallisation de la glace. Par exemple le gradient de température perpendiculaire à la surface va pouvoir jouer un rôle (Lliboutry 1955) et les cristaux dont l'axe optique est parallèle à ce gradient vont croître et finir par occuper une partie non négligeable du volume de la glace.

Par contre on ne voit pas la signification des maximums II et IV, qui bien que formés de cristaux de taille supérieure à la moyenne ne coïncident ni avec les contraintes principales, ni avec le pôle du plan de cisaillement maximum.

6.4 - Conclusion

Ainsi, contrairement à ce qui a été observé sur l'Emmons Glacier, le Malaspina Glacier, le Blue Glacier, il semble que sur la Mer de Glace l'orientation des cristaux ne soit pas en liaison avec la foliation. Les relations géométriques entre l'orientation des cristaux, la foliation et le plan de cisaillement maximum sont schématisées sur la figure 31 pour les points 10, 8 et 3 (axe du glacier).

Il n'y a aucune relation entre la foliation et la direction des axes optiques ; on ne peut en voir une que dans certaines régions du glacier, et il semble malheureusement que Rigsby et Kamb aient fait la plus grande partie de leurs études dans de telles zones. Par contre la disposition relative des axes optiques et du plan de cisaillement maximum est fixe. En particulier les axes optiques des cristaux de glace font un faisceau autour de l'axe suivant lequel s'exerce la compression maximum.

Plus précisément on a un maximum voisin de la direction de compression, les autres se disposant sur un arc de cercle d'où ils émergent plus ou moins bien ; la direction la mieux représentée étant celle qui est la plus voisine du pôle du plan de cisaillement maximum. D'autre part il semblerait que lorsque l'on va de l'amont vers l'aval l'importance du maximum voisin de l'axe de compression maximum diminuerait au profit de celui qui est le plus proche du pôle du plan de cisaillement maximum.

Bien que l'orientation préférentielle résultant d'une recristallisation post-cinématique serait, selon Steinemann, un maximum centré sur le pôle du plan de cisaillement maximum, on peut tout de même se demander si la structure que nous avons observée (et avant nous Rigsby et Kamb) est bien caractéristique de la glace active des glaciers. En effet toutes

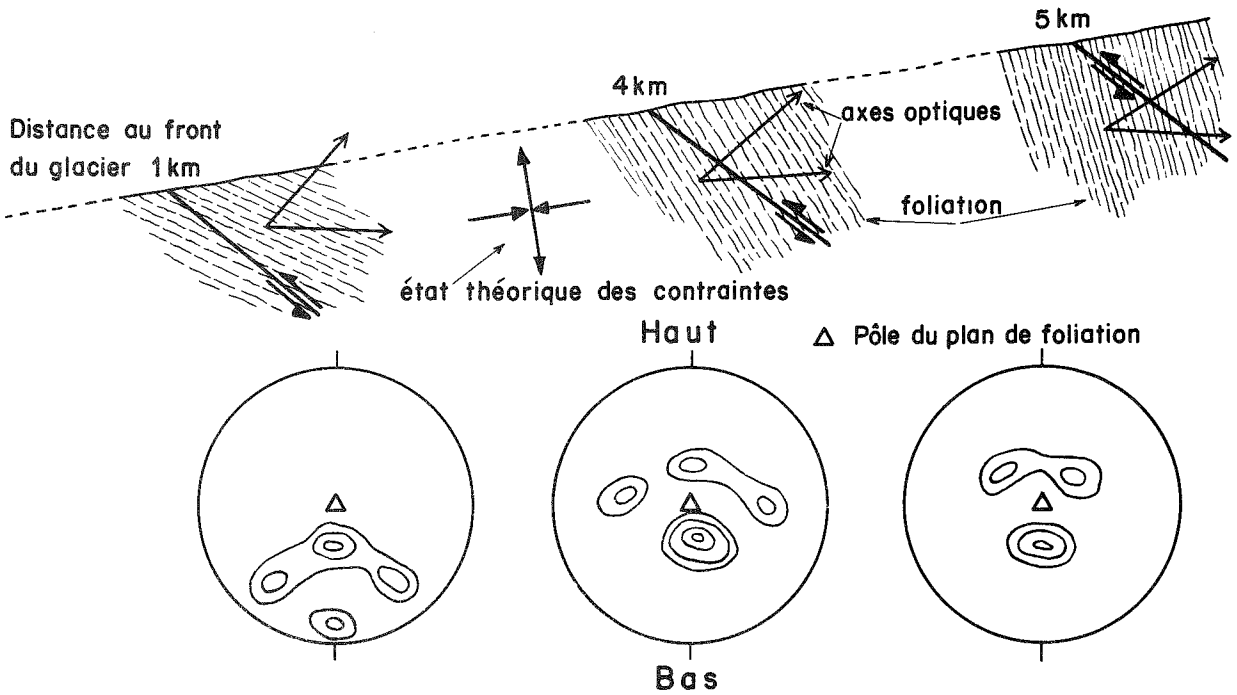


Fig. 31 - Relation entre contraintes, foliation et directions préférentielles le long de l'axe de la Mer de Glace.

ces observations ont été faites en surface et pouvaient caractériser la glace soumise à des contraintes faibles ou même nulles, c'est-à-dire être finalement une structure de recristallisation post-cinématique.

L'étude de quelques échantillons de glace prélevés au fond du glacier va nous montrer qu'il y a de fortes chances pour que la structure à plusieurs maximums soit vraiment caractéristique de la glace déformée plastiquement.

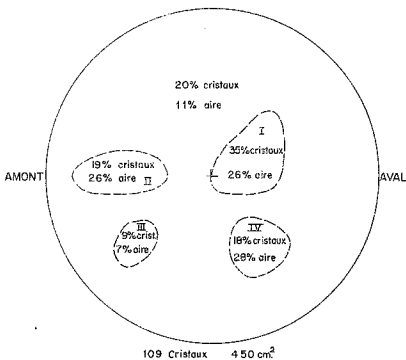


Fig. 30 - Mer de Glace 2 : importance des directions préférentielles.

7 - Au fond de la Mer de Glace

Depuis les premières descriptions de Forbes vers 1840, de nombreuses observations ont été faites sur la pétrographie et la structure des glaciers. Néanmoins la plupart des chercheurs ont dû se limiter à l'étude d'une pellicule superficielle : les crevasses, les grottes destinées aux touristes ou même la plupart des galeries et grottes creusées par divers organismes scientifiques afin d'étudier "in situ" les propriétés physiques de la glace, permettant, dans les cas les plus favorables, de faire des observations jusqu'à une profondeur n'excédant pas une trentaine de mètres. Depuis, un certain nombre de carottages effectués sur le Blue Glacier par une équipe du California Institute of Technology (W. B. Kamb et R. L. Shrewe) ont permis l'étude pétrographique de la glace jusqu'à une centaine de mètres de profondeur. Les résultats ne sont pas encore publiés *.

Electricité de France se proposant de capter le plus haut possible (à environ 400 m à l'amont du front du glacier) le torrent qui coule sous la Mer de Glace, MM. Lliboutry, Belin et moi-même avons pu, à la fin du mois de mars 1962, profiter des travaux de reconnaissance pour atteindre le fond du glacier, prélever un certain nombre d'échantillons de glace et faire rapidement quelques observations sur la structure du glacier en profondeur.

7.1 - Texture et pétrographie de la glace

La texture de la glace en profondeur est très différente de celle que l'on peut facilement voir à la surface de la Mer de Glace. Rappelons qu'en surface la texture feuilletée est souvent extrêmement nette (limite entre les différentes couches très marquée). Lorsque les conditions d'observation sont bonnes on a l'impression que ces lits se prolongent sans interruption dans toute la masse du glacier.

Au contraire au fond du glacier la texture est nébulitique. On a, intercalées dans un fond essentiellement pauvre en bulles, des lentilles de glace très blanches (très riches en petites bulles sphériques de 0,5 à

* Structure, texture and fabric of ice at depth in a temperate glacier. Transactions American Geophysical Union, vol. 44, n°1, p. 103 (Abstract) 1963.

1 mm de diamètre) de 2 ou 3 cm d'épaisseur et 2 à 3 dm de long, aux contours flous, se relayant avec des décalages de quelques centimètres et des différences d'orientation allant de 1 ou 2 à une vingtaine de degrés. Cette "foliation" est grossièrement parallèle au contact rocher-glace comme celle que l'on trouve en surface vers les bords du glacier. A 5 ou 10 m du lit cette texture nébulitique est remplacée par une texture rubannée : les zones bulleuses forment des (se sont réunies en ?) rubans de quelques centimètres d'épaisseur, 10 ou 20 cm de large et plusieurs mètres de long. Il se peut que l'allure des régions bulleuses (zones broyées) soit due au fait qu'au voisinage du lit irrégulier la distribution des contraintes est quelque peu incohérente, ce qui donne des petites lentilles d'orientation diverse, alors que plus loin les contraintes sont plus homogènes et les zones bulleuses sont plus étendues et plus régulières (mais pourquoi observe-t-on des rubans et non des plans ?).

L'observation des lames minces entre polaroïds croisés montre que si la section de la plupart des cristaux de forme très irrégulière est de l'ordre du centimètre carré, il existe, dans certaines régions, des lentilles bulleuses, ou à leur voisinage immédiat, des zones composées de cristaux arrondis dont la section est voisine de 1 mm². Bien que ne montrant pas d'anomalies optiques, il semble difficile de leur attribuer une origine autre que cataclastique. Il n'y a pas bien sûr une exacte coïncidence entre les zones bulleuses et les petits cristaux, mais l'âge de cette structure est inconnu et les bulles peuvent s'être déplacées après la rupture (Kamb 1962).

Une observation du chef de chantier tendrait à prouver que la cataclase s'accompagne de l'apparition de nombreuses bulles de petit diamètre.

Dans les galeries suivant l'axe du glacier, il est brusquement apparu, un jour, approximativement au milieu des parois latérales, un lit de bulles de 1 cm d'épaisseur, à peu près plan, pendant vers l'aval ; la galerie permettait de le suivre sur une vingtaine de mètres. Nous avons pu observer ce trait structural alors qu'il était âgé d'une dizaine de jours : c'est une faille, la foliation montrant un rejet variant de 5 à 10 cm. Les lames minces montrent qu'il existe, dans la zone bulleuse, de petites lentilles formées de cristaux ayant des sections de l'ordre du millimètre carré. On peut les considérer comme le résidu, non encore recristallisé, d'une zone mylonitisée.

7.2 - Granulométrie

Deux frottis, l'un dans la grotte à 3 m du rocher, l'autre dans la galerie, à une dizaine de mètres du fond, ont permis d'étudier la distribution de la taille des sections des cristaux dans un plan (méthode des cercles de Seligman) (tableau 3, fig. 32). La taille des sections croît

Tableau 3 -

Grotte E. D. F. (à environ 3 m du lit)

∅ des cercles (cm)	<0,25	0,25 0,4	0,4 0,6	0,6 1,0	1,0 1,6	1,6 2,5	2,5 4,0	Totaux
aire moyenne correspondante (cm ²)	0,02	0,09	0,22	0,55	1,40	3,45	8,75	
nombre de cristaux correspondants	17	41	30	36	19	6	1	150
aire occupée (cm ²)	0,34	3,69	6,60	19,80	26,60	20,70	8,75	86,48
% aire totale	0,4	4,4	7,6	22,8	30,8	23,8	10,2	100

taille moyenne = 0,57 cm²Galerie E. D. F. (à environ 10 m du lit)

∅ cercle (cm)	<0,25	0,2 0,4	0,4 0,6	0,6 1	1 1,6	1,6 2,5	2,5 4	Totaux
aire moyenne correspondante (cm ²)	0,02	0,09	0,22	0,55	1,40	3,45	8,75	
nombre de cristaux	16	9	10	17	11	5	2	70
aire occupée	0,32	0,81	2,20	9,35	15,40	17,25	17,50	62,83
% aire totale	0,5	1,3	3,5	14,8	24,5	27,5	27,9	100,0

taille moyenne = 0,9 cm²

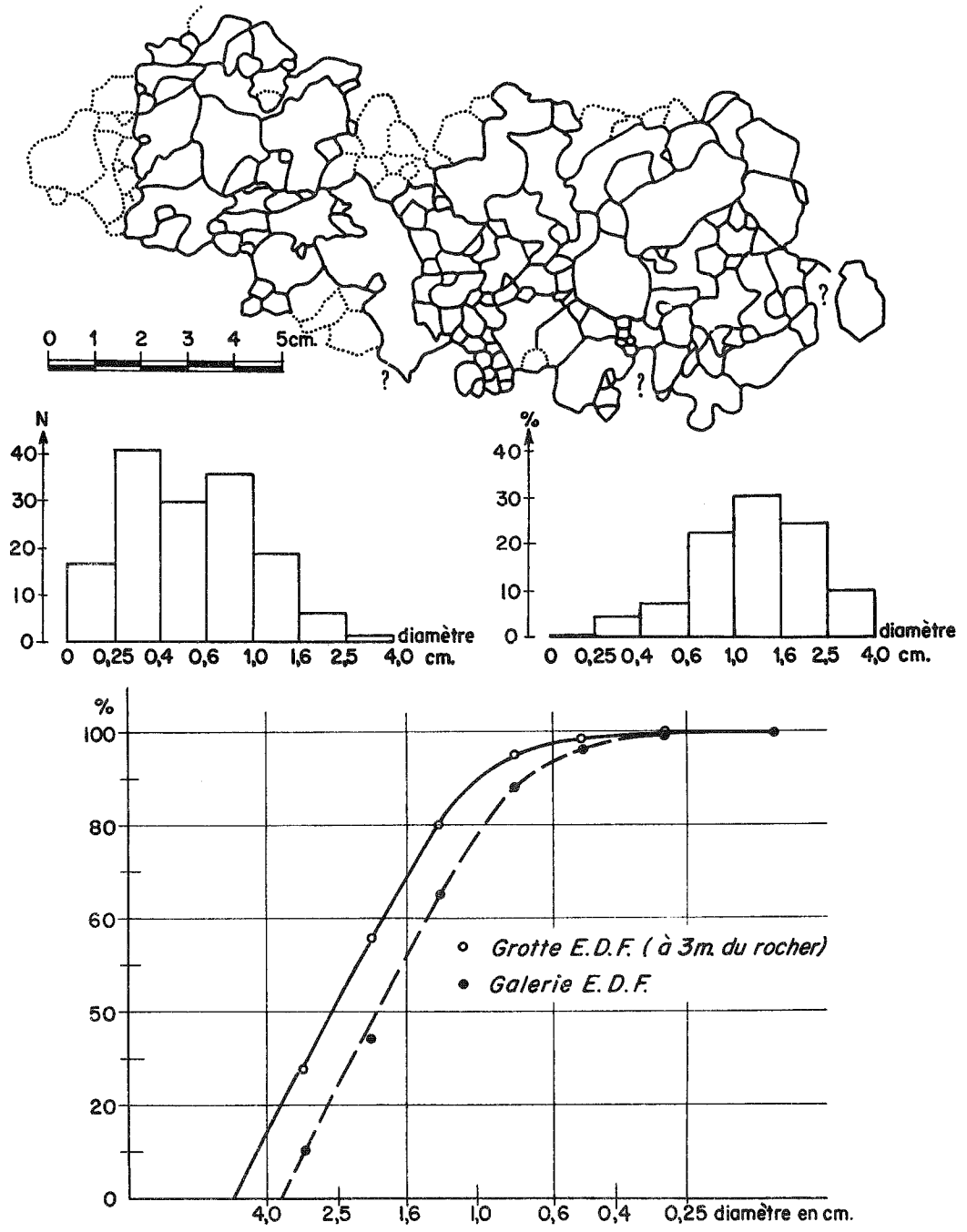


Fig. 32 - Granulométrie : Sections des cristaux à environ 3 m du lit et histogrammes (nombre de cristaux et surface occupée) correspondants. Courbes cumulatives des aires pour deux régions (3 et 10 m du lit).

lorsqu'on s'éloigne du rocher. Ceci confirme toutes les observations faites jusqu'à ce jour sur l'influence des tensions sur la taille des cristaux. La taille des cristaux diminue rapidement lorsque la vitesse de déformation croît.

7.3 - Texture cristalline

Dans chaque bloc 2 à 4 lames de 100 cm² ont été découpées, parallèles entre elles, et, dans la mesure où l'on peut, à l'échelle du décimètre, les assimiler à des plans, parallèles aux différents repères structuraux (foliation, faille, contact entre le rocher et la glace). Les résultats sont consignés sur la fig. 33.

Les cristaux des lames qui ont été taillées de part et d'autre de la faille (les plus éloignées ne se trouvant pas à plus d'une dizaine de centimètres du plan de faille), montrent une orientation préférentielle extrêmement nette (stéréogramme D). On trouve pour 3 directions 29, 24 et 11 % des points dans 1 % de l'aire du réseau de Schmidt. Pour Steinemann (1958 a) on doit s'attendre à trouver une telle texture lorsque la glace est soumise à un cisaillement et recristallise durant le mouvement (recristallisation paracinématique). Le pôle du plan de cisaillement maximum doit se trouver au centre du triangle formé par les 3 maximums; les ruptures ne se produisant pas exactement suivant le plan de cisaillement maximum, il est normal de ne pas trouver le pôle du plan de faille au centre de la figure d'orientation préférentielle.

Les stéréogrammes A et B représentent la texture d'échantillons prélevés à 2 ou 3 m du fond. Les figures d'orientations préférentielles sont comparables à C où est portée l'orientation de 63 cristaux se trouvant entre 0 et 10 cm du rocher. L'orientation préférentielle mise en évidence ressemble fort à celle que l'on peut observer en surface (maximums multiples, pas de relation entre la foliation et la figure d'orientation préférentielle). Malheureusement l'orientation des échantillons n'avait pas été gravée suffisamment profondément et avait disparu lorsque nous avons étudié ces échantillons. Il est donc impossible de savoir quelle relation existe entre l'allongement des figures d'orientation préférentielle et le sens du mouvement de la glace.

Le creusement de la grotte a bien sûr modifié considérablement les conditions régnant initialement au fond du glacier, mais les échantillons de glace que nous avons prélevés n'en étaient pas moins soumis à des conditions fort différentes de celles qui règnent en surface *. Les types

* En surface les contraintes (compression ou extension pure au centre du glacier) ne sont pas forcément très faibles mais au voisinage du lit elles sont d'un caractère fort différent (cisaillement pratiquement pur).

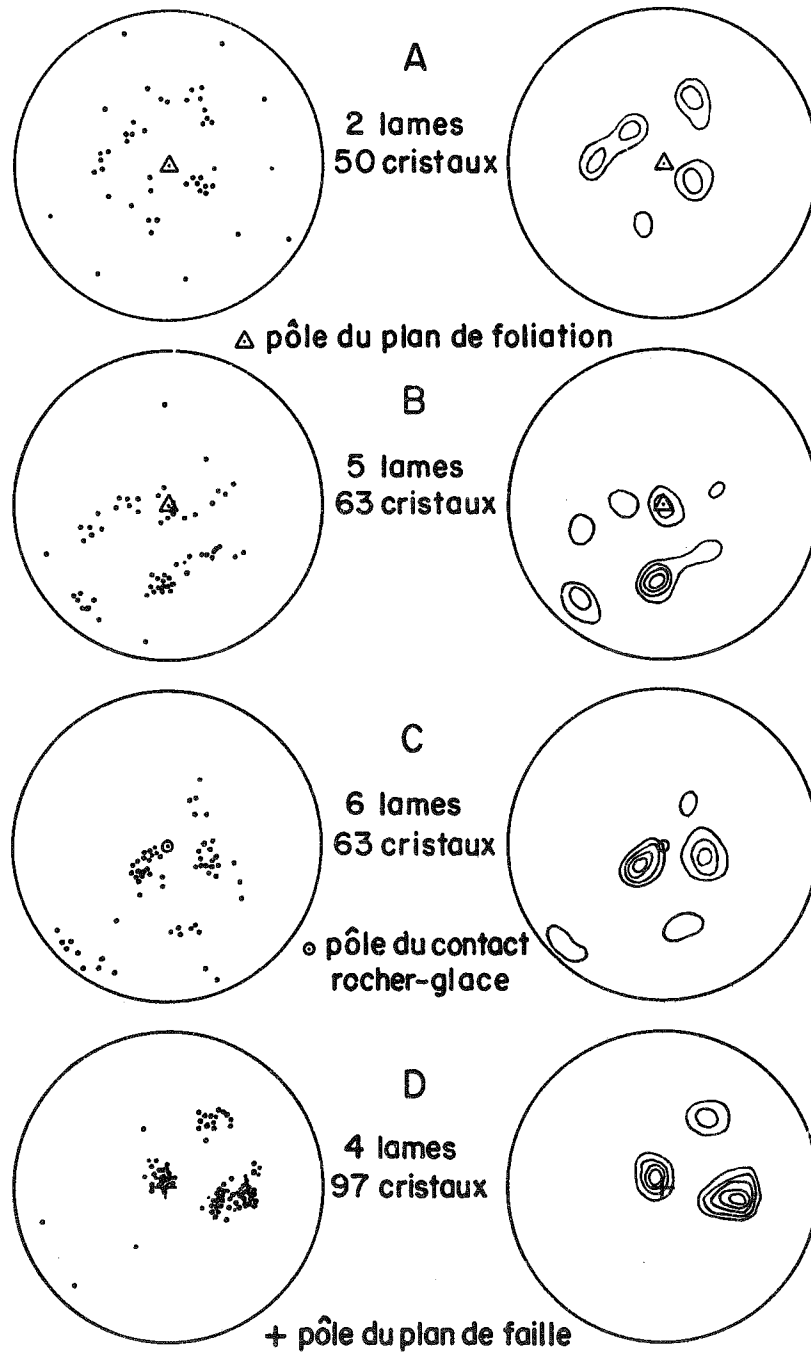


Fig. 33 - Axes optiques au voisinage du lit Projection sur l'hémisphère supérieur, contours à 5, 10, 15, 20, 25 % des points dans 1 % de l'aire.

d'orientations préférentielles sont comparables à ceux que l'on trouve en surface. Il semble que l'on soit en droit d'admettre que toute la masse du glacier est formée de cristaux présentant une orientation préférentielle de leurs axes optiques suivant plusieurs maximums. Les figures formées par ces maximums sont assez variables ; on trouve souvent 4 maximums dessinant plus ou moins nettement un losange mais ceci est loin d'être une règle générale.

En plus de l'étude par lames minces de l'orientation préférentielle des axes optiques, nous avons étudié le frottis d'un bloc où un début de fusion (par irradiation avec une lampe à infra-rouge) avait fait apparaître à la fois les limites des cristaux et les fleurs de Tyndall qui permettent de connaître la direction de la trace du plan de base des cristaux sur le plan du frottis. Le diagramme (fig. 34) montre que pour 45 % des cristaux (l'étude a porté sur 53 cristaux) la trace du plan de base est très voisine de celle du plan de foliation (bien que non confondue).

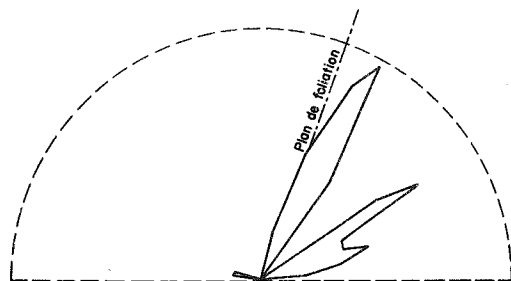


Fig. 34 - Direction des traces des plans de base des cristaux dans un plan perpendiculaire à la "foliation".

Sur ce frottis on a également cherché s'il n'existait pas une direction préférentielle d'allongement des sections en relation avec la trace du plan de base. Il n'a été possible d'étudier que 47 cristaux (il est impossible de connaître la direction d'allongement des sections incomplètes qui se trouvent sur les bords du frottis).

- 16 sections (soit 34 % de la population) sont allongées parallèlement ($\pm 10^\circ$) à la trace de leur plan de base.

- 9 sections (environ 19 %) sont allongées perpendiculairement ($\pm 10^\circ$).

- 6 sections (environ 13 %) ont un allongement nettement oblique.

Environ le tiers des sections (16) ne montrent pas d'allongement marqué. Ce sont pour la plupart de petites sections correspondant certainement à la trace sur le plan du frottis d'apophyses de cristaux plus gros.

8 - Texture de la glace feuilletée des glaciers tempérés - Essai de synthèse.

8.1 - Orientation des axes optiques

Il existe presque toujours des directions d'orientation préférentielles des axes optiques des cristaux de glace.

En projection sur un réseau de Schmidt on rencontre fréquemment 4 directions préférentielles aux sommets d'un losange. Deux directions font un angle de 40 à 50° (petite diagonale du losange), les deux autres un angle de 75 à 85°.

Au centre du glacier la petite diagonale est plus ou moins parallèle à la direction du mouvement de la glace (Emmons Glacier, Malaspina Glacier, Mer de Glace) ; sur les bords elle serait plutôt perpendiculaire à la direction du mouvement (Blue Glacier).

Toutes les directions préférentielles n'ont généralement pas la même importance ; ce sont généralement les deux directions qui se trouvent aux extrémités de la petite diagonale qui sont les mieux représentées (densité de points beaucoup plus forte).

Mais cette texture n'est pas universelle et l'on peut rencontrer de 3 à 6 ou 7 directions préférentielles.

L'orientation des axes optiques est indépendante de la direction de la foliation ; sur la Mer de Glace il semble que la figure d'orientation soit liée à la direction des contraintes (fig. 31).

8.2 - Forme des cristaux de glace

Bien que de forme très irrégulière les cristaux de glace sont plus ou moins aplatis parallèlement au plan de foliation. Dans les régions où la foliation est très bien développée, l'aplatissement est tel qu'une véritable texture schisteuse apparaît (Hashimoto et al. 1966) (fig. 17).

On note souvent un allongement des sections des cristaux parallèlement à la trace des plans (0001).

Il existe une certaine tendance des cristaux de même orientation à se grouper en bandes allongées plus ou moins parallèlement à la trace des plans de bases (Schwarzacher et Untersteiner 1953) (fig. 26 et 27).

8.3 - Tentatives d'explication des textures

8.3.1 - Théories thermodynamiques

Etudiant l'énergie élastique des cristaux soumis à des contraintes non hydrostatiques, Kamb et Mc Donald sont arrivés à des résultats totalement différents.

Selon la théorie de Mc Donald la position la plus stable d'un cristal de glace est celle pour laquelle ses plans de base sont parallèles aux plans de cisaillement maximum, soit 4 directions préférentielles. Selon Kamb les cristaux devraient recristalliser avec leurs axes optiques parallèles aux directions des contraintes (soit 3 directions préférentielles faisant un angle de 45° avec les directions prévues par Mc Donald.

8.3.2 - Considérations structurales

Rigsby tenta d'expliquer la structure à quatre maximums en faisant intervenir 4 directions de glissement. Bien que les directions correspondent à des rangées de dislocations (Muguruma et Higashi, 1963) il n'a jamais été possible de déformer artificiellement un cristal de glace autrement que par glissement sur les plans de base.

Lliboutry (1964), rappelant que selon Von Mises il faut disposer de 5 directions distinctes de plans de glissement pour obtenir une déformation quelconque d'un cristal, remarque que le cristal de glace ne possédant qu'une direction de glissement, il faut que dans un échantillon les cristaux se répartissent suivant 5 orientations différentes. L'énergie élastique d'un ensemble de cristaux étant minimale lorsque les contraintes sont également réparties entre les grains, la texture la plus stable sera celle pour laquelle il n'existe pas de cristaux trop favorablement orientés. Tous les cristaux de glace devraient donc faire à peu près le même angle avec la normale au plan de cisaillement maximum. Cela peut permettre d'expliquer certains stéréogrammes où figurent 5 ou 6 directions préférentielles dessinant plus ou moins un petit cercle (Antler Glacier : Hashimoto et alt., Blue Glacier : Allen et alt. ; mais encore faudrait-il admettre dans ces deux cas que le plan de foliation est le plan de cisaillement maximum).

Schwarzacher et Untersteiner (1953) relient les directions d'orientation préférentielles à différentes directions de cisaillement apparaissant sous forme de bandes de cristaux possédant la même orientation. Nous avons vu que cette texture est notable même sur de petits échantillons. Il nous semble qu'il y ait là une possibilité de comprendre un certain nombre de caractères des textures.

Supposons que seuls puissent exister des cristaux :

1) ayant une orientation cristalline thermodynamiquement stable (selon Kamb) ; ces cristaux, bien que possédant une orientation peu

favorable pour se déformer, ne risquent pas de disparaître ; il est possible qu'ils ne puissent répondre aux sollicitations qu'en se polygonisant mais ils recristalliseront suivant l'orientation initiale ;

2) ayant leur plan de base voisins d'une direction de cisaillement maximum ; ces cristaux se déformant facilement seront soumis à des contraintes plus faibles que leurs voisins ; ils n'auront donc pas tendance à recristalliser.

...Considérons un bloc de glace au centre d'un glacier, dans une région en compression. Ce bloc doit :

- a) se comprimer longitudinalement ;
- b) s'allonger transversalement et verticalement ;
- c) se cisailer parallèlement à la surface.

Une telle déformation peut être obtenue avec des plans de glissements dont les pôles sont représentés en projection sur l'hémisphère supérieur sur la fig. 36.

On observe en général des directions préférentielles voisines de I, II, III et IV (Malaspina Glacier, Emmons Glacier, Mer de Glace).

... Nous avons représenté sur la fig. 35 des types de déformation d'échantillons possédant différentes combinaisons de deux des plans de glissement III à VI *. Seules les combinaisons 3 et 6 correspondent à des déformations du même type que celles qui se produisent sur un glacier dans la région considérée.

Si l'on observe en réalité sur les glaciers seulement la combinaison 3 c'est peut-être parce que des cristaux ayant les axes optiques parallèles à la direction III sont thermodynamiquement stables alors que ceux dont les axes optiques sont parallèles à la direction V ne le sont pas. En effet il n'existe pas de véritable tension parallèlement à V : il est assez difficile de concevoir, perpendiculairement à la surface du glacier, une traction exercée par l'atmosphère.

Lorsqu'on se rapproche des rives la déformation est plus complexe. La diminution latérale de la vitesse provoque un cisaillement vertical, parallèle au mouvement. Cette déformation est possible avec des directions de glissement perpendiculaires à I (ou II) et VII ou I (ou II) et III. Dans le cas où l'on observe 4 maximums aux sommets d'un losange les angles entre les directions préférentielles seraient :

- 90° entre les maximums I et II
- 45° entre les maximums III et IV.

* Déformation correspondant à un glissement égal suivant les 2 directions.

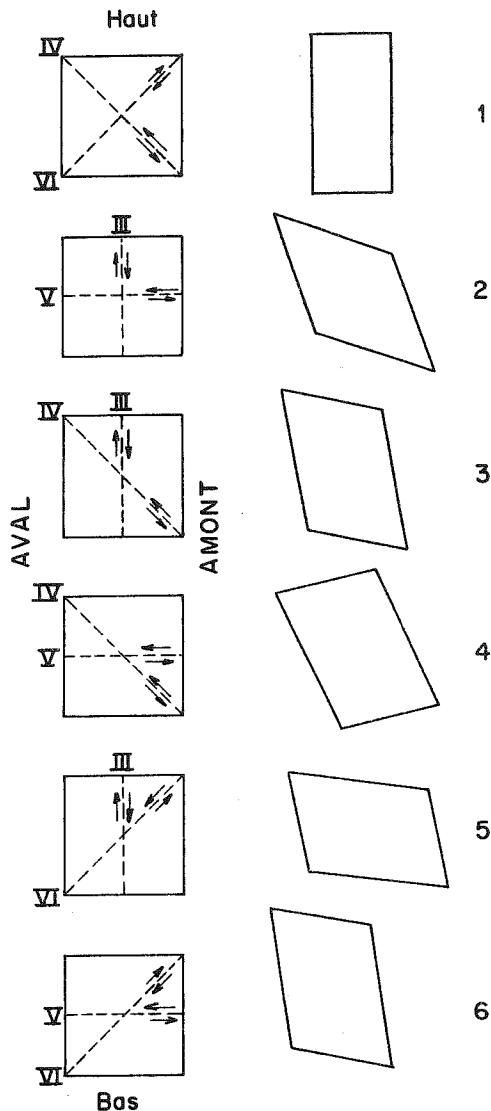


Fig. 35 - Types de déformation obtenus par glissement suivant 2 directions.(les contraintes sont celles du problème plan vertical).

Valeurs proches des valeurs moyennes données par :

Rigsby : 84° et 52°

Kamb : 85° et 46°.

Sur la Mer de Glace aux points 7 et 8 on a 80° à 90° et 40° à 45°.

Dans une région soumise à une compression longitudinale la traction s'exerçant suivant VII est plus faible que la compression suivant III ; il semble donc logique que ce soit la combinaison I ou II et III qui apparaisse. Ceci expliquerait la présence fréquente de seulement 3 directions d'orientation préférentielles.

L'importance des différentes directions peut varier suivant la géométrie de la déformation.

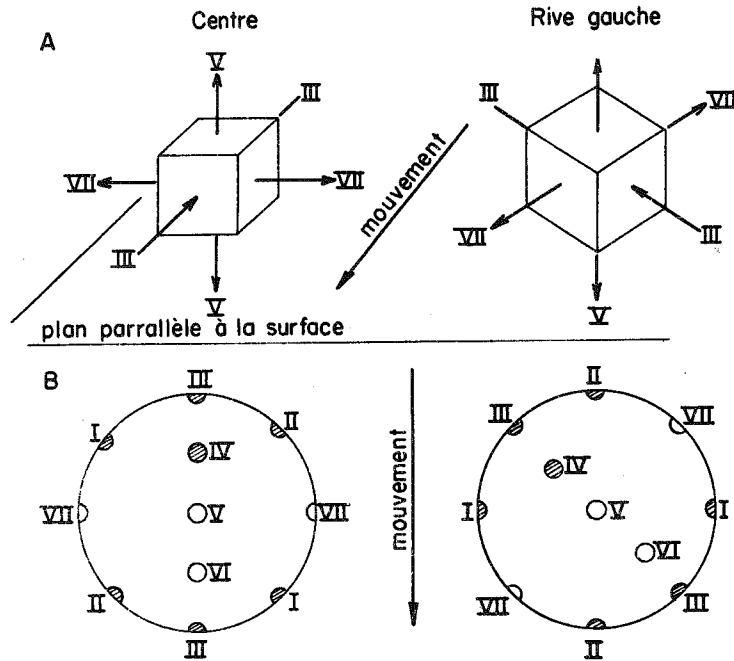


Fig. 36 - Contraintes en surface et projection sur un réseau de Schmidt (plan de projection parallèle à la surface, projection sur l'hémisphère supérieur) des tensions (III, V, VII) et des pôles des plans de cisaillement (I, II, IV, VI). Les pôles au voisinage desquels on rencontre fréquemment un maximum d'axes optiques sont hachurés.

Dans une région où la déformation est complexe les différentes directions auront à peu près la même importance (Mer de Glace 6). Dans des régions à vitesse superficielle faible et ablation importante les lignes de courant sont très redressées et on peut s'attendre au développement du maximum IV (Mer de Glace 3).

Ces quelques considérations reposent malheureusement sur des hypothèses qu'il est actuellement impossible de vérifier quantitativement. Pour une partie du Saskatchewan Glacier nous connaissons à la fois le tenseur des déformations (Meier) et la texture de la glace (Rigsby). Malheureusement c'est presque le seul cas où les axes optiques des cristaux ne montrent aucune direction d'orientation préférentielle.

8.4 - Mécanisme de la recristallisation

Selon Kamb (1959 a) la recristallisation de la glace s'effectuerait sans passage par la phase liquide. Ceci semble curieux pour de la glace se trouvant entièrement à son point de fusion mais Steinemann (1958) a démontré l'impossibilité d'un film d'eau intercrystallin (cf. 3). L'aplatissement des cristaux ne serait donc pas explicable par le principe de Riecke (aplatissement d'un cristal entouré d'eau par fusion des faces comprimées et regel dans les régions en tension), mais serait uniquement dû au cisaillement.

Références

- Ahlmann N. W. and Droedsler, 1959.
Glacier ice crystal measurements at Kebnekajse (Sweden)
J. Glac. 1 (5) p. 269-274.
- Allen C. R., W. B. Kamb, M. F. Meier, R. P. Sharp, 1960.
Structure of the lower Blue Glacier, Washington.
J. Geol. 68 (6) p. 601-625.
- Bader H., ~~1954~~, R. Haefeli, E. Bucher et al., 1959.
Der Schnee und seine Metamorphose.
Beitrag Z. Geol. der Schweiz, Geotechn. Ser Hydr. 3. traduit
en anglais : Snow and its Metamorphism. SIPRE translation 14,
1954.
- Bader H., 1951.
Introduction to ice petrofabrics.
J. Geol. 59 (6) p. 525.
- Baussart M., M. Carbonnell, C. Cazabat, 1965.
Etude photogrammétrique des glaciers du massif du Mont Blanc
Ann. Geoph. 21 (3) p. 450-461.
- Brace W. F. 1960.
Orientation of minerals in a stress field.
Symp. on rock deformation. Geol. Soc. of America, mémoire
79 p. 9-20.
- Chaillou A., M. Vallon, 1964.
Etude de la zone corticale des glaciers tempérés par prospec-
tion électrique.
Ann. Geoph. 20 (2) p. 201-205.
- Choumsky P. A., 1957.
Principes de glaciologie structurale.
Ann. du centre d'étude et de documentation paléontologique 22
(309 p.).
- Dupont D., 1966.
Mesure du fluage d'un névé par prospection magnétique.
Diplôme d'études supérieures, Grenoble.
- Forel F. A., 1882.
Le grain du glacier.
Archives des Sciences Physiques et Naturelles VII p. 329.
- Fuchs A., 1959.
Some structural properties of Greenland snow.
SIPRE Res. Rep. 42 24 p.

- Gluck S. , 1967.
Le lit de la Mer de Glace.
C.R. Ac. Sc. Paris - (sous presse).
- Jellinek H. , 1957.
Thin section analysis.
SIPRE Res. Rep. 35 , 14 p.
- Joubert J. L. , 1963.
Stratigraphie de la glace tempérée à l'aide de la teneur en eau liquide.
C.R. Ac. Sc. Paris 257 (23) p. 3638-3639.
- Kamb W. B. , 1959 a.
Theory of preferred crystal orientation developed by crystallisation under stress.
J. Geol. 67 (2) p. 153-170
- 1959 b.
Ice petrofabric observations from Blue Glacier (Washington) in relation with theory and experiment.
J. Geoph. Res. 64 (11) p. 1891 -1909.
- 1962.
An experimental test of theories of nonhydrostatic thermodynamics abstract.
J. Geoph. Res. 67 (4) p. 1642. (Abstract).
- Lagally M. , 1929.
Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschers.
Z. f. Gletscherkund 17 (4-5) p. 285-301.
(traduit en anglais : SIPRE translation 47 - 1954).
- Langway C. C. , 1958.
Ice fabrics and the universal stage.
SIPRE Tech. Rep. 62 15 pp.
- Langway C. C. , 1962.
Some physical and chemical investigations of the 421 m deep Greenland ice core and their relationship to accumulation.
A. I. H. S. 58 (Obergurgl), p. 101-118.
- Lliboutry L. , 1955.
Comparaison des rôles joués par les tensions internes et par le gradient thermique dans la recristallisation de la glace
C.R. Ac. Sc. Paris 240 p. 1449-1451.
- 1964 a.
Traité de glaciologie, Tome I. Masson et Cie , Paris.
- 1964 b.
L'eau liquide incluse dans nos glaciers.
S.H.F. Sec. Glac. 8 p. ronéo.

- 1965.
Traité de glaciologie, Tome II. Masson et Cie Paris .
p. 429-1040.
- Lliboutry L. et R. Vivet, 1961.
Epaisseur de glace et débit solide de la Vallée Blanche
supérieure.
C. R. Ac. Sc. 252 p. 2274-2276.
- Lliboutry L., M. Vallon, R. Vivet, 1962.
Etude de trois glaciers des Alpes françaises.
A. I. H. S. 58 (Obergugl) p. 145-159.
- Lliboutry L. et R. Brepson, 1963.
Le viscosimètre à Glace de Grenoble.
A. I. H. S. 61 (Berkeley) p. 138-143?
- Mc Donald G. J. F., 1957.
Thermodynamic of solids under non hydrostatic stresses with
geological applications.
Am. Journ. of Science 255 p. 266-281.
- Meier M. F., 1960.
Mode of flow of Saskatchewan glacier Alberta, Canada.
U. S. Geol. Survey. Prof. paper 351 69 p.
- Millecamps R. et M. Lafargue, 1958.
Presentation d'une méthode electro-acoustique originale pour
l'étude du mécanisme de l'écoulement d'un glacier.
A. I. H. S. 47 (Chamonix) p. 370-376.
- Molina E. C., 1942.
Poisson's Exponential binomial limit.
D. van Nostrand Cie, Princeton 47 p.
- Muguruma J., A. Higashi, 1963.
Non basal glide bands in ice crystals.
Nature 198 (4. 880) p. 573.
- Nye J. F., 1952.
The mechanics of glacier flow.
J. Glac. 2 (12) p. 82-93.
- Nye J. F., 1957.
The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets.
Proc. Roy. Soc. A 239 p. 113-133.
- Palosuo E., 1961.
Crystal structure of brackish and fresh water ice.
A. I. H. S. 54 (Helsinki) p. 9-14.

- Perutz M. F. and G. Seligman, 1939.
A crystallographic investigation of ice structure and the mechanism of glacier flow,
Proc. Royal. Soc. London 172 (950) p. 335-360.
- Pings C. J., 1961.
Temperature distribution near a crevasse.
J. Glac. 3 (30) p. 985-996.
- Quervain M. R. de, 1957.
On metamorphism and hardening of snow under constant pressure and temperature gradient.
A. I. H. S. 46 (Toronto) p. 225-239.
- Renaud A., 1949.
A contribution to the study of the glaciers grain.
J. Glac. 1 (6) p. 320-324.
- Renaud A., 1951.
Nouvelle contribution à l'étude du grain du glacier.
A. I. H. S. 32 (Bruxelles) p. 206-211.
- Rigsby G. P., 1951.
Crystal fabric studies on Emmon Glacier, Mount Rainier, Washington.
J. Geol. 59 (6) p. 590-598.
- 1960.
Crystal orientation in glacier and in experimentally deformed ice.
J. Glac. 3 (27) p. 589-606.
- Ruther N. W., 1965.
Foliation pattern of Gulkana Glacier Alaska Range (Alaska).
J. Glac. 5 (41) p. 711-718.
- Schwarzacher W., N. Untersteiner, 1953.
Zum Problem der Bänderung des Gletschereises.
Sitz. Oster. Akad. Wiss. Math-natur. Abt. II a 162 (1)
p. 111-145.
- Schytt V., 1958.
The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling.
Norwegian-British Swedish Ant. Exp. 1949-1952.
Scient. Results Glacio. II vol IV (c), Oslo p. 128-144.
- Seligman G., 1949.
The growth of the glacier crystal.
J. Glac. 1 (5) p. 254-267 et 1 (7) p. 378-381.

Shreve R. L., W. B. Kamb. 1964.

Portable thermal core drill for temperate glacier.
J. Glac. 5 (37) p.113-117.

Steinmann S., 1958 (a).

Résultats expérimentaux sur la dynamique de la glace et leur
corrélations avec le mouvement et la pétrographie des glaciers.
A. I. H. S. 47 (Chamonix) p.184-198.

- 1958 (b).

Thermodynamics and mechanics of ice at the melting point.
A. I. H. S. 47 (Chamonix) p.254-265.

Stephenson P. J. et H. Lister, 1958.

Preliminary results of the Glaciological work of the Trans-
Antarctic Expedition 1955-58.
J. Glac. 3 (25) p.426-431.

Untersteiner N., 1955.

Some observation on the banding of Glacier ice.
J. Glac. 2 (17) p.502-506.

Vallot J., 1900.

Experiences sur la marche et les variations de la Mer de Glace.
Ann. Observ. Mt Blanc, IV p.35-157 et V (61 planches).

Vallon M., 1961.

Epaisseur du glacier du Tacul.
C. R. Ac. Sci. Paris 252 p.1815-1817.

Yosida Z. and K. Kojima.

Acceleration of metamorphosis of snow by temperature gradient.
A. I. H. S 39 (Rome) 4, p.92-97.

31 - (A. I. H. S.)

14 - (A. I. H. S.)

3 - (A. I. H. S.)

1 - (A. I. H. S.)

